

**СТРУКТУРА ОСАДОЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ КУРИЛО-
КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА**

Южно-Сахалинск 1979

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-
— ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

СТРУКТУРА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА

Южно-Сахалинск 1979



УДК 550.834:551.24(265)

В сборнике приводятся и обсуждаются в свете проблем эволюции земной коры материалы, полученные в комплексных морских геолого – геофизических экспедициях по изучению строения осадочных отложений, геоморфологии дна и поверхности сейсмоакустического фундамента, а также вещественного состава различных комплексов пород, слагающих Курило – Камчатский и Японский же- лоба – одни из наиболее ярко выраженных крупнейших структур земного шара.

Сборник представляет интерес для тектонистов и геофизиков, занимаю- щихся вопросами общей геологии.

Издано по решению Редакционно – издательского совета Дальневосточ- ного научного центра АН СССР

Редакционная коллегия: С.С.Снеговской (отв. ред), И.Г.Голтвяница (отв.секр.), А.Я.Ильев, В.Н.Патрикеев.

С $\frac{20801 - 04 - 350}{055(02)6 - 79}$ без объявления

© ДВНЦ АН СССР, 1979

Предисловие

Проблема изучения глубоководных желобов и сопряженных с ними островных дуг на современном этапе развития теоретических основ геологии самым тесным образом связана с концепцией новой глобальной тектоники. Динамика литосферных плит, развитие современных геосинклиналей, направленность эволюционных процессов и другие зачастую альтернативные вопросы настоятельно требуют для своего решения экспериментальных данных о тектонике глубоководных желобов и их обрамления.

Статьи, составляющие настоящий сборник, посвящены анализу данных, полученных в морских геолого - геофизических экспедициях СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в районе Курило - Камчатского желоба. Экспедицию 1976 года возглавлял Б.И.Васильев, начальником экспедиции 1977 года являлся Г.С.Гнибиденко. По сравнению с ранее проводившимися исследованиями этого крупного морфоструктурного элемента земного шара, полученная информация открывает возможности более детального изучения строения осадочных отложений, геоморфологии дна и поверхности сейсмоакустического фундамента, их вещественного состава. Это обеспечивается высокой разрешающей способностью сейсмической модификации НСП - ЦЛ по сравнению с низкочастотными методами ГСЗ и КМПВ и более густой сетью наблюдений с высокопроизводительной и экономически эффективной аппаратурой и оборудованием.

Конечно, обеспечение достаточной глубинности исследований непрерывного сейсмического профилирования остается еще во многом не решенной задачей, и поэтому вопросы изучения тектоники осадочных отложений на акваториях оказываются неразрывно связанными с методикой и техникой сейсмических работ и обработки экспериментальных данных. Этим аспектам в настоящем сборнике уделяется внимание в статьях В.Н.Патрикеева и В.И.Маковецкого.

Драгирование различных комплексов пород, выходящих на дне океана, и изучение литолого - петрографических и фаунистических характеристик позволило Б.И.Васильеву и Р.М.Корниловой в своих статьях наметить генетические и возрастные связи, рассмотреть на этой основе некоторые вопросы истории геологического развития отдельных участков данного региона.

Применение структурно - геоморфологического анализа для генетической диагностики поверхности дна и элементов ее рельефа дало возможность установить роль разнообразных тектонических и экзогенных процессов в рельефообразовании, выявить последовательность проявления различных факторов, провести районирование. Этим проблемам посвящена статья А.С.Сваричевского, В.Л.Ломтева и В.Н.Патрикеева.

Некоторая систематизация имевшихся ранее разобренных данных о скоростных параметрах сейсмических разрезов, выполненная в статье Ю.Н.Минаева и Л.В.Богдановой, позволяет использовать эти данные при геофизической интерпретации сейсмических материалов дифференцированно, по отдельным зонам и участкам региона. Практическая реализация рекомендованной методики иллюстрирована сейсмическими разрезами, приводимыми в статье И.Г.Голтвяницы и Э.Г.Жильцова.

Результаты исследований, проведенных в экспедиции 1976 - 1977 гг. под руководством А.Я.Ильева и А.А.Суворова, частично представлены в их статье с соавторами с целью сопоставления особенностей геологического строения Курило - Камчатского и Японского глубоководных желобов, непосредственно смыкающихся друг с другом.

Основная часть статей сборника посвящена анализу данных о структуре осадочных отложений Курило - Камчатского желоба и его обрамления. Термин "структура" здесь употребляется как синоним понятия строение или тектоника осадочных слоев, но не микроструктура отложений. Геологические выводы, основанные на приводимом фактическом материале, не всегда находятся в полном согласии между собой, хотя большинство авторов в своем толковании процессов тектонического развития желоба не подтверждают представления сторонников тектоники плит. Авторы не ставили перед собой задачу опровержения или подтверждения гипотезы новой глобальной тектоники, тем не менее те разностронние и обширные свежие данные по морфологии и структуре желоба, которые обсуждаются в их статьях, можно надеяться, представляют научную ценность именно в этом плане и послужат в дальнейшем делу решения фундаментальных проблем, связанных с природой зон сочленения континентальных и океанических блоков земной коры.

С.С.Снеговской

ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ (НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО—КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА)

С.С. Снеговской

Системы глубоководных желобов и сопряженных с ними островных дуг — одни из наиболее интересных и недостаточно изученных проявлений тектонических процессов глобального характера. Они выделяются среди других планетарных структур благодаря огромным линейным размерам, достигающим нескольких тысяч километров, рельефу, амплитуда форм которого превышает высоту самых крупных горных массивов континентов, высокой современной тектонической активности, сейсмичности, вулканизму и другим геофизическим особенностям. Многие исследователи рассматривают систему "дуга — желоб" как современную геосинклиналь, эволюция которой позволяет оценить степень правомочности наших представлений о характере геосинклинальных процессов в прошлом. Однако более важная роль отводится структуре глубоководных желобов в концепции новой глобальной тектоники, по которой именно в желобах происходит субдукция литосферных плит, поглощение расширяющейся океанической коры.

Для тех задач, которые будут рассмотрены применительно к изучению структуры глубоководных желобов, не имеет принципиального значения вопрос об источниках и механизме формирования новой коры. Исходя из первоначальной концепции расширения морского дна, выдвинутой Г. Хессом и Р. Дицем в 1961 — 1962 гг. (Хесс, 1974; Диц, 1974) или принямая во внимание более поздние варианты интерпретации последствий раздвижения литосферных плит (McKenzie, Parker, 1967; Morqan, 1968; и др.), главными моментами, неизменно связанными с глубоководными желобами, являются периодическое или постоянное поглощение осадков, предварительно накапливаемых в приосевой части желоба, погружение литосферных плит и, как побочное следствие этого, возникновение и формирование островных дуг и остаточных хребтов.

Новая глобальная тектоника получила широкое признание потому, что она довольно удовлетворительно объясняет многие геологические факты, непонятные с точки зрения "фиксистов" — сторонников идеи преимущественно вертикального направления тектонических движений. Полосовидные магнитные аномалии, симметрично расположенные относительно срединно — океанических хребтов, распределение тектонических напряжений в литосфере, молодость океанического дна, особенно в центральных частях океанических бассейнов и другие явления становятся понятными в свете представлений новой гипотезы. Тем не менее остаются факты, противоречивость объяснения которых с позиций новой глобальной тектоники очевидна. Большинство из них обсуждалось в литературе (Meyerhoff A., Meyerhoff H., 1974; Wesson, 1972), можно указать и на другие.

Если в Тихом океане глубоководные желоба являются местом, где происходит погружение литосферы, раздвигающейся от срединных хребтов, то в Атлантическом океане предполагается (Дрейк, 1972) раздвижение самого материкового обрамления, и поэтому здесь нет причин, вызывающих необходимость погружения, "засасывания" и т.п. В то же время характер распределения осадочного материала и морфология границ внутри осадков в осевой части желобов для того и другого океанов зачастую оказываются сходными.

В таком случае, даже при чисто логическом анализе, мы должны придти к выводу: либо для Тихого и Атлантического океанов не существует различий в реализации поступающих новых порций материала земной коры, либо (если различия все же существуют) они не оказывают никаких воздействий на процессы осадконакопления в глубоководных желобах. Оба предположения выглядят слишком умозрительными, не заслуживающими доверия, и поэтому приходится поста-

вить под сомнение саму идею спрединга океанического дна.

Такому заключению не противоречит и анализ данных, полученных при региональных сейсмических исследованиях методом непрерывного сейсмического профилирования (способ центрального луча), выполненных Сахалинским комплексным НИИ ДВНЦ АН СССР в 1977 г. по профилям с интервалом 30 - 70 км, пересекающим северную часть Курило - Камчатского желоба, начиная от Средних Курильских островов. Наблюдения проводились на НИС "Пегас", на борту которого находилась установка типа "Спаркер" отечественного производства мощностью 150 - 200 кДж.

Почти повсеместно Курило - Камчатский желоб характеризуется осложненной морфологией склонов (в большей степени склона, прилегающего к островной дуге), узким тальвегом (3 - 5 км) и сравнительно небольшой мощностью тонкослоистых осадочных образований (рис. 1). Обычно склоны желоба осложнены уступами, достигающими высоты 400 - 700 м, террасами. На континентальном склоне местами выделяются крупные поднятия, амплитуда которых более 1000 м (профиль 42/7, 2/7) относительно поверхности дна. Если учесть мощность слоистых осадочных отложений, частично заполняющих прогиб между островной грядой и поднятием, то амплитуда последнего окажется равной 2 - 3 км. Максимальная мощность слоистых отложений островного склона в крупных прогибах 1000 - 2000 м, в мелких "карманах" и участках террасоподобного склона - первые сотни метров. Значительные по протяженности участки, особенно в нижней части островного склона, совершенно лишены слоистого осадочного покрова (рис. 1).

Следует пояснить, что под осадочными тонкослоистыми образованиями, поскольку они изучаются сейсмическим методом отраженных волн, понимается та толща или комплекс отложений, в которых существует большое количество границ скачкообразного изменения акустических свойств пород. Частота вступления отраженных волн зависит от количества этих границ, на которых они формируются, но лимитируется разрешающей способностью применяемого метода. В данном случае метод НСП-ЦЛ позволяет выделять отдельные слои мощностью не менее 20 - 50 м (на сейсмической записи будут наблюдаться непрерывные вступления отраженных сигналов). Более тонкая слоистость не может быть обнаружена этим методом, на сейсмическом разрезе она будет выделяться в виде отдельных слоев суммарной мощностью 50 - 100 м.

Сказанное уточняет возможную степень ступенчатости отражающих границ на тех участках сейсмических разрезов, где развиты тонкослоистые образования. Природа более глубоких одиночных границ, отождествляемых с поверхностью акустического фундамента (170 - 200 км ПР 2/7, 220-240 км ПР 5/7, 75-100 км ПР 11/7, 5-45 км ПР 40/7), не так ясна.

Если предположить, что между поверхностью акустического фундамента и тонкослоистой осадочной толщей (например, ПР 11/7 и 40/7) залегают плотные вулканогенные или метаморфизованные породы, в которых отражающие границы не выделяются, то остается непонятным, почему подошва слоистой толщи не фиксируется в виде резкой акустической границы. Это должно было бы иметь место, так как осадкам слоистой толщи свойственны низкие значения плотности и скорости распространения сейсмических волн, на что указывает субпараллельное залегание слоев, их слабая нарушенность, динамическая выразительность отраженных сигналов и др.

Более вероятным следует признать иное предположение о породах, залегающих непосредственно выше акустического фундамента, а именно: по своим литологическим и физическим характеристикам породы сходны или близки к тонкослоистым отложениям островного склона и могут быть объединены с последними в единый комплекс слабо уплотненных отложений.

В основных чертах структура островных дуг и подводных хребтов в северо-западной части Тихого океана имеет большое сходство. Так, для остров-

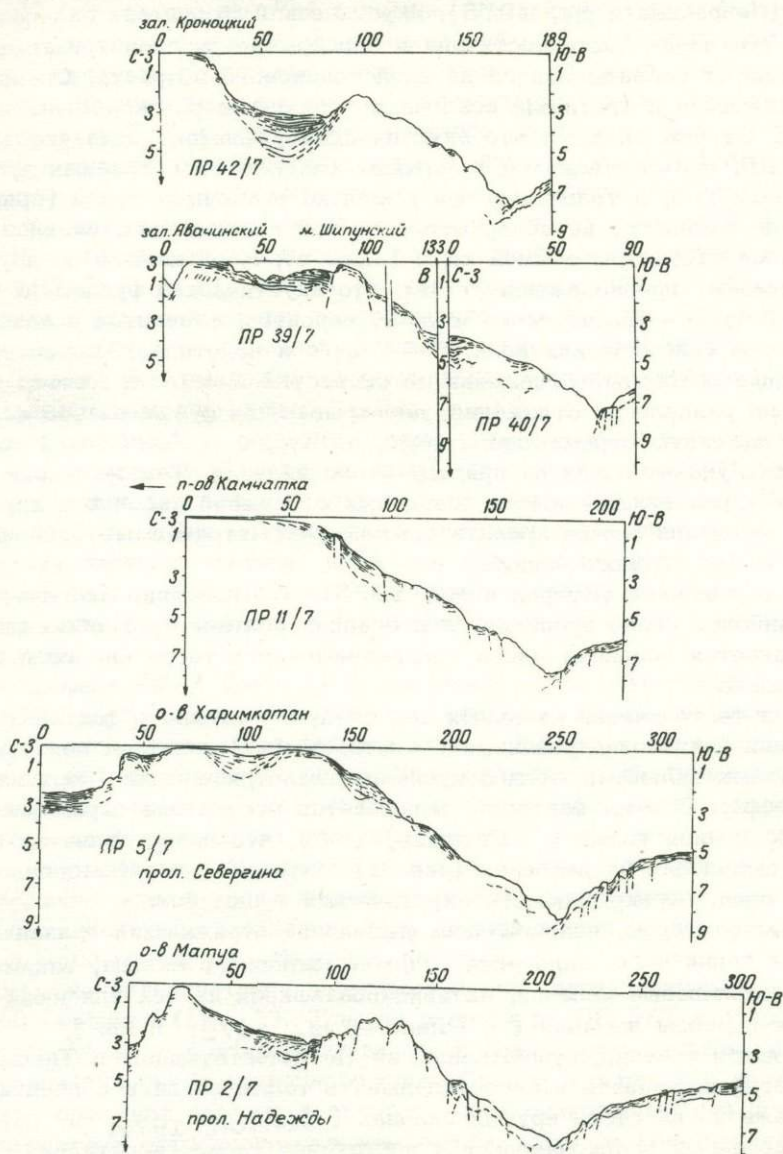


Рис. 1. Сейсмические разрезы НСП - ЦЛ по профилям северной части Курило-Камчатского глубоководного желоба (цифры на разрезах обозначают линейные размеры в км)

ных дуг Алеутской, Японской, Рюкю характерен верхний комплекс пород со скоростью от 2,8-3,2 до 3,8-4,6 км/с и фундамент, сложенный породами со скоростью 5,0-5,7 км/с¹ (Shor, 1964; Ludwig et al., 1973; и др.).

¹ Приведенные данные получены при исследованиях методом преломленных волн, который обладает значительно большей глубиной исследований по сравнению с МОВ.

По данным непрерывного сейсмического профилирования на подводном хребте Лорд - Хау (Непрочнов и др., 1975), акустический фундамент залегает на глубине 300 - 700 м от поверхности дна и перекрывается слоистой толщей органогенных илов от позднемиоценового до плейстоценового возраста. Он представлен вулканическими и плотными осадочными породами со скоростью 3,7 - 3,9 км/с. Отсюда следует, что акустический фундамент, выделяемый на записях НСП - ЦЛ, отождествляется с верхним комплексом островных дуг, известным по данным ГСЗ, а тонкослоистый комплекс осадочных пород (сравнительно небольшой мощности) не обнаруживается при наблюдениях, нацеленных на изучение глубинной структуры земной коры. Таким образом, данные по другим районам подтверждают предположение о том, что акустический фундамент островного склона Курило - Камчатского желоба, вероятно, относится к категории пород со скоростью сейсмических волн 3 - 4 км/с и подстилает, естественно, еще менее плотные осадочные отложения со скоростью 2 км/с и менее.

Относительно разделения отложений, перекрывающих фундамент на слоистую толщу и толщу, лишенную отражающих границ, по Курило - Камчатской системе нет данных, прямо указывающих на природу этого явления. Тем не менее изучение некоторых характерных свойств осадочных отложений склонов в других районах Мирового океана может пролить свет на рассматриваемые особенности осадков Курило - Камчатского желоба.

Во-первых, показано (Куприн и др., 1973), что действие диагенетических факторов наиболее резко проявляется в осадках континентального склона, на котором отлагается основная масса тонковзвешенного терригенного и органического материала.

Во-вторых, для тектонически активных зон следует учитывать фактор тиксотропии и сжижения неконсолидированных осадков, возникающих под действием вибраций, вызванных сильными мелкофокусными землетрясениями (верхняя часть плоскости Бенюффа). С этим фактором связывается отсутствие отражающих границ внутри осадочной толщи (Francis, 1971), что представляется особенно важным при выделении на разрезах (рис. 1) "немного", в сейсмогеологическом отношении, слоя, перекрывающего акустический фундамент.

К указанным факторам, исключающим выделение отражающих границ в связи с нарушением первичного залегания осадков островного склона, видимо, нужно добавить оползневые явления, активизировавшиеся на тех или иных участках в различные периоды времени (Pimm et al., 1972; и др.), и сильные придонные течения, существовавшие (и существующие) в Тихом океане, которые могли размывать и перестраивать толщу осадков в десятки и сотни метров даже не на столь крутых склонах (Jonson, 1972; и др.).

Подобные процессы осадконакопления достаточно удовлетворительно объясняют природу осадочного слоя нижней части островного склона. Становится ясным факт отсутствия четкой стратификации (слоистости) и характер поступления от источников соответствующего объема осадочного материала. При общей направленности современной седиментации от терригенных отложений эпиконтинентальных областей и вулканогенных отложений современных геосинклиналей к глубоководным осадкам океана (Гершанович, 1972) следует подчеркнуть не только контролирующее влияние вулканизма молодых дуг (Здоровенин, Сузюмов, 1973), но и не менее существенное значение подводной эрозии и транспортировки взвесей и твердых осадков. Даже там, где не отмечается размыва подводных поднятий, на соседних участках устанавливается повышенная скорость осадконакопления за счет смешения с вершин осаждающегося материала (Лисицын, 1971).

Существует и иная точка зрения на природу формирования склонов глубоководных желобов, обращенных к островным дугам (Moore, Karig, 1976; и др.), согласно которой в результате движения литосферных плит возникает аккреция осадочного чехла океанической коры, что является источником материала, слагающего нижнюю часть островного склона. Однако материалы НСП по Курило - Камчатскому желобу не согласуются с этим представлением.

На профиле 5/7 в осевой части желоба прослеживается со стороны океана подошва осадочного океанического слоя и его поверхность (последняя следует и под прилегающей частью островного склона), причем обе эти границы не несут на себе явных следов смятия. Далее, в сторону островной дуги, до удаления на 30 - 50 км от оси желоба, после некоторого перерыва вновь следует граница (ПР 2/7, 5/7), видимо, соответствующая подошве осадков, которая залегает почти параллельно дну и воздымается на 2,5 км. Однако любой механизм надвига тонкого осадочного слоя на такую высоту на столь протяженном участке должен был вызывать нагромождение крупных валов и резкую изменчивость мощности самого слоя.

Весьма нереальным выглядит также предположение о поглощении осадков в желобе без их смятия. "Теория смазки", призванная объяснить механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит (Сорохтин, Лобковский, 1976), тоже не учитывает всей сложности описываемого процесса. Из практики явления смазки известно, что, несмотря на затягивание тонкого смазочного слоя между трущимися деталями механизма, он испытывает не только деформацию, но и некоторое "срезание" верхней части и ее интенсивное разрывывание.

На профиле 42/7 (рис. 1) в приосевой части глубоководного желоба на разрезе НСП - ЦЛ видно, как граница, соответствующая подошве океанического осадочного слоя, круто (под прямым углом) изменяет свое падение и переходит на участок континентального склона с залеганием, субпараллельным последнему. Таким образом, подошва океанических осадков здесь погружается под островной склон лишь на ограниченном участке (около 8 км) и вместе с примыкающей к ней поверхностью акустического фундамента островного склона показывает скорее положение осевой части древнего желоба, погребенного ныне под осадками и оползнями континентального склона, нежели конфигурацию осадочного слоя, затягиваемого между литосферными плитами.

Такая же интерпретация допустима и для других разрезов, несмотря на их некоторые отличия (рис. 1). Так, на разрезе по ПР 5/7 в приосевой части желоба выделяется не только подошва, но и поверхность погружающегося на этом участке океанического осадочного слоя. Однако это явление легко объяснить благодаря огромной разнице в скорости осадконакопления для смежных участков океанического и островного склонов желоба. Отрезок времени, необходимый для переотложения толщи осадков островного склона мощностью в несколько сотен метров за счет оползней и мутьевых потоков, настолько мал в сравнении со скоростью пелагического осадконакопления, что он не может заметно отразиться на мощности осадочного океанического слоя.

Интересно отметить, что картина распределения осадочных отложений океанического и континентального склонов, довольно устойчиво сохраняющаяся в основных чертах на огромном протяжении Курило - Камчатского желоба, существенно изменяется для Алеутского глубоководного желоба. Островной склон здесь лишен осадочного покрова и представляет собой почти идеально ровную, чуть вогнутую (за исключением самой верхней части), поверхность (рис. 2). Осадки осевой части желоба слоисты, не деформированы и примыкают к островному склону, выклиниваясь, но не перекрываясь оползневыми массивами, как это

имеет место в Курило – Камчатском желобе. Вероятно, это может свидетельствовать о сравнительно более молодом возрасте Алеутской островной дуги, несмотря на значительную мощность осадков, накопившихся в осевой части желоба.

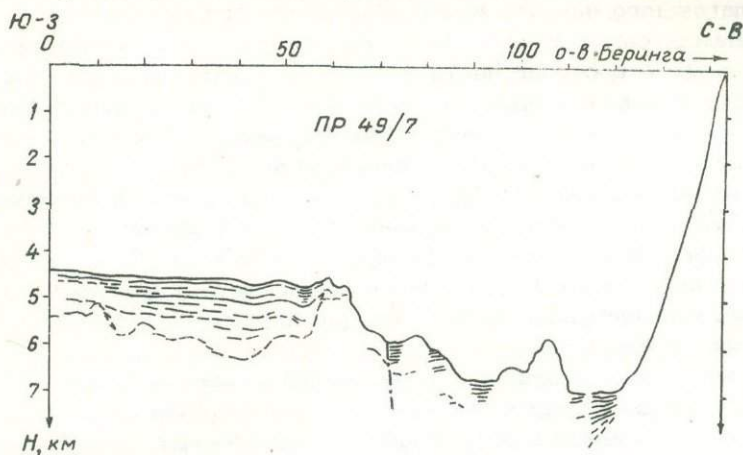


Рис. 2. Сейсмический разрез НСП – ЦЛ по пересечению Алеутского глубоководного желоба

Как в самом Алеутском желобе, так и на его океаническом склоне, в рельефе дна и, особенно резко, в рельефе подошвы осадочных отложений обнаруживаются крупные выступы, сложенные, по всей видимости, породами второго океанического слоя. Можно полагать, что это обстоятельство указывает на обстановку сжатия в Алеутском желобе, которая не наблюдается в Курило – Камчатском и неизвестна во многих других глубоководных желобах (Ludwig et al., 1966; Lister, 1971), но постулируется гипотезой новой глобальной тектоники.

К противоположному мнению приводит изучение линий простирания структур островного склона Курило – Камчатского желоба. На схеме мощности осадочных отложений (рис. 3) выделяются зоны пониженных значений или полного отсутствия покрова. Некоторые из этих зон имеют простирание, отличающееся от основного простирания желоба и островной дуги, и сочленяются с антиклинорными структурами суши. Так, в виде подводных хребтов продолжают в океане горные массивы юго – восточной окраины Камчатки, полуостровов Шипунского и Кроноцкого. Эти продолжения представляют собой расходящуюся в сторону океана систему, что опять – таки не подтверждает идею сближающихся в рассматриваемой области литосферных плит.

Следует отметить, что приведенные выше данные не исключают полностью возможности их иной геологической интерпретации. Здесь проявляется сложность проблемы изучения структуры глубоководных желобов и островных дуг в свете новой глобальной тектоники. В этом отношении показательно решение совещания по проблеме "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии" (Ромашов, 1975). Оно признало, что современное состояние изученности не позволяет отдать предпочтение ни гипотезам глубинной дифференциации вещества и вертикальных движений, ни гипотезам неомобилизма и дрейфа континентов.

Тем не менее, возможности исследований, особенно сейсмических, значительно возросли за последние годы и сохраняют тенденцию к дальнейшему расширению. Из анализа данных, приведенных в статье, видно, что морфология отражаю-

ших границ различных комплексов островных дуг и желобов является основой для изучения не только структуры этих систем, но и механизма и истории их формирования. Однако для более надежной корреляции и установления структур-

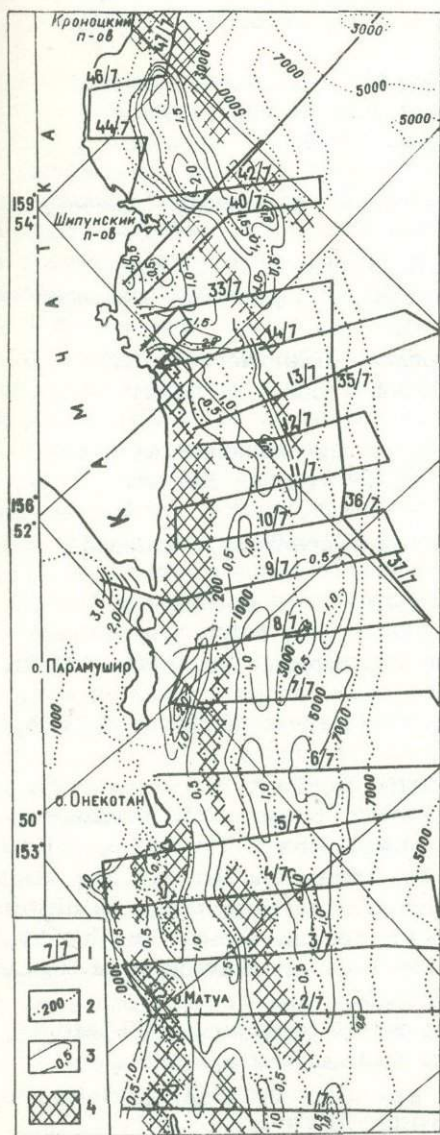


Рис. 3. Схема мощности осадочных отложений.
 1 - профили наблюдений;
 2 - изобаты, м; 3 - изопахиты, км; 4 - участки отсутствия (или малой мощности) осадочных отложений

ных взаимоотношений различных комплексов пород необходимы исследования по более обширной программе, в которой основная роль должна быть отведена сейсмическим методам, в том числе КМПВ, с применением донных станций. Они обеспечат получение информации на качественно новом уровне, что сократит неоднозначность ее геологического толкования и приблизит момент окончательного решения кардинальных вопросов эволюции крупнейших структур Земли.

Литература

- Гершанович Д.Е. Донные отложения краевых морей северо - западной части Тихого океана. - Геол.Сев.-Вост.Азии . Т.2. Л., "Недра": 1972 .
- Диз Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна. - Новая глобальная тектоника . М., "Мир", 1974 .
- Дрейк Ч.Л. Окраины континентов. - Земная кора и верхняя мантия . М., "Мир", 1972 .
- Здоровенин В.В., Сузюмов А.Е. Особенности распространения и структура осадочного слоя островной дуги Тонга - Кермадек. - "Сов. геология", 1973, № 4 .
- Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Потапова Л.И., Поляков А.С. Формирование свойств осадков в процессе диагенеза на примере континентальной террасы Черного моря. - Комплексные исслед. природы океана . В.4. М., Изд-во Моск.ун-та, 1973 .
- Лисицын А.П. Скорость современного осадконакопления в океанах. "Океанология", 1971, № 6,
- Непрочнов Ю.П., Москаленко В.Н., Ельников И.Н., Шишкина Н.А., Ткачук А.Н. Новые данные о строении осадочной толщи хребта Лорд - Хау и Новокаледонской котловины. - "Океанология", 1975, № 4,
- Ромашов А.А. Существует ли альтернатива: спрединг океанического дна или тектоника плит? - "Изв. высших учебных заведений. Геол. и разведка", 1975, № 5.
- Сорохтин О.Г., Лобковский Л.Н. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1976, № 5.
- Хесс Г. История океанических бассейнов. - Новая глобальная тектоника , М., "Мир", 1974.
- Francis T.J.G. Effect of earthquakes on deep sea sediments. - "Nature", 233, No.5315, 1971.
- Johnson D.A. Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. - "Bull. Geol.Soc.Amer.", 83, No 10, 1972.
- Lister C.R.B. Tectonic movement in the Chile Trench. - "Science", 173, No.3998, 1971.
- Ludwig W.J., Ewing J.J., Ewing M., Murauchi S., Den N., Asano S., Hotta H., Hayakawa M., Asanuma T., Ichikawa K., Noguchi I. Sediments and Structure of the Japan Trench. - "J.Geophys. Res". 71, No.8, 1966.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Den N., Buhl P., Hotta H., Ewing M., Asanuma T., Yoshii T., Sakajiri N. Structure of East China Sea-West Philippine Sea margin off southern Kyushu, Japan. - "J.Geophys. Res", 78, No.14,1973.
- Mc.Kenzie D.P., Parker R.L. The North Pacific: an Example of Tectonics on a Sphere. - "Nature", 216, No 5122, 1967.
- Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A. Tests of plate tectonic. - "Plate Tectonics Assessments and Reassessments". Tulsa. Okla, 1974.
- Moore G.F., Karig D.E. Development of sedimentary basins on the lower trench slope. - "Geology", 4, No.11, 1976.
- Morgan W.J. Rises, Trenches, Great Faults and Crustal Blocks. - "J.Geophys. Res", 73, No 6, 1968.
- Pimm C., Burroughs R.H., Bunce E.T. Oligocene sediments near Chain Ridge, northwest Indian Ocean: structural implications. - "Mar. Geol.", 13, No 1,1972.
- Shor G.G. Structure of the Bering Sea and Aleutian ridge. - "Marine Geol", 1, No 3, 1964.
- Wesson P.S. Objections to continental drift and plate tectonics. - "J.Geol.", 80, No 2,1972.

ВОЗМОЖНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ МОДИФИКАЦИЙ МОВ ПРИ МОРСКИХ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В.Н.Патрикеев

Основными методами исследований осадочных отложений и фундамента на море являются методы МОВ и КМПВ, отличающиеся от наземных модификаций малой энергоемкостью источников возбуждения по отношению к взрывным источникам и конструкцией приемных устройств. При оценке энергии и сейсмической эффективности различных излучателей по сравнению с зарядами динамита показано (Гагельганц и др., 1977), что имеющиеся в настоящее время невзрывные источники (в частности, наиболее энергоемкие из них — групповые пневмоизлучатели) могут обеспечить в лучшем случае эквивалент заряда динамита массой 300 — 400 г, взрываемого на глубине 10 м. Используемые в настоящее время буксируемые приемные устройства (сейсмические косы) подвержены воздействию различных помех (шумов), которые на порядок превышают шумы приемных устройств, используемых на суше. Эти шумы влияют на качество материалов сейсмических наблюдений, глубинность исследований и ограничивают возможность решения многих динамических задач, например, изучения характеристик литологии пород по динамическим особенностям волн.

Задачей настоящей работы является оценка возможностей метода отраженных волн (НСП, МНП, ОГТ) при изучении осадочной толщи и глубинного строения земной коры на море согласно современному уровню технического оснащения. В основу исследований положено изучение отношения "сигнал — шум", которое может быть достигнуто в методе отраженных волн с использованием разных источников, поскольку это отношение определяет глубинность исследований и качество сейсмического материала. В работе определены минимальные значения отношения "сигнал — шум", необходимые для выделения геологических границ в разных моделях сред на той или иной глубине и для решения динамических задач.

На возможность четкого выделения на сейсмических записях волн, отраженных от глубоководящих границ, влияет много факторов, основными из которых являются физические параметры границы и покрывающих ее отложений, энергия импульса возбуждения и его частотный состав и амплитуда шумов приемного устройства, буксируемого за судном.

В общем случае влияние параметров среды на амплитуду отраженной волны можно записать в виде:

$$A_{от} = A_0 \frac{e^{-\alpha \sum H_i} \cdot K(\gamma, \Delta H)}{N_1 + N_2 \frac{V_2}{V_1} + \dots + N_i \frac{V_i}{V_1}} \cdot e^{-\frac{\alpha' \sum H_i}{2}}, \quad (1)$$

- где $A_{от}$ — амплитуда волны, отраженной от исследуемой границы,
 A_0 — амплитуда волны в источнике,
 α^0 — коэффициент поглощения в среде,
 N_i — мощности отдельных слоев,
 V_i — скорости в отдельных слоях,
 K — коэффициент отражения от исследуемой границы,
 γ_{i-1}, γ_i — акустическая жесткость в слоях выше и ниже исследуемой

границы,
 ΔH – шероховатость границы,
 α' – рассеивание энергии волн на неоднородностях в толще, покрывающей границу.

Энергия импульса возбуждения и его частотный состав определяются типом источника упругих волн. Амплитуда шумов является результатом сложения амплитуд электрических помех приемного тракта, естественных шумов моря, шумов кильватерной струи, зависящих от гидродинамических свойств приемного устройства и вибрационных шумов (Приемные устройства..., 1973).

Отношение "сигнал – шум", необходимое для выделения отраженных волн на временном разрезе, зависит от коррелируемости фаз отраженных волн по профилю, т.е. от степени изменения отражающих свойств границы по площади. Для гладких границ плоско – параллельных слоев осадочной толщи минимальные отношения "сигнал – шум", необходимые для выделения границ, можно принять равными 0 дБ, поскольку в этом случае для выделения отраженных волн могут быть использованы не только их амплитуды, но и коррелируемость фаз. Для границ со слабой корреляцией фаз отраженных волн минимальные отношения "сигнал – помеха", необходимые для выделения этих границ, должны быть не менее 3 – 6 дБ, так как в этом случае для выделения отраженных волн на фоне шумов можно использовать лишь их большую энергию. При решении многих динамических задач требования к отношению "сигнал – шум" являются практически теми же, что и при выделении волн; дополнением является то, что сигнал должен быть интенсивнее помехи во всем исследуемом частотном диапазоне.

Оценим минимальные отношения амплитуд падающей волны на расстоянии одного километра от источника к амплитудам шумов, при которых возможно выделение границ на временных разрезах, залегающих на разных глубинах. На основании этих оценок для разных моделей сред при известных зависимостях скорости и коэффициентов поглощения с глубиной, потерь энергии на неоднородностях среды при рассеивании можно определить глубинность того или иного метода отраженных волн и возможность решения тех или иных динамических задач.

Для определения отношения амплитуды падающей волны на расстоянии одного километра от источника к амплитудам шумов $\frac{A_0}{A_{ш}}$ умножим выражение (1) на $\frac{1}{A_{ш}}$

$$\frac{A_{от}}{A_{ш}} = \frac{A_0}{A_{ш}} \frac{e^{-\alpha' \sum H_i} \cdot K(\delta, \Delta H)}{H_1 + H_2 \frac{V_2}{V_1} + \dots + H_i \frac{V_i}{V_1}} e^{-\alpha' \sum H_i},$$

откуда

$$\frac{A_0}{A_{ш}} = \frac{A_{от}}{A_{ш}} \frac{H_1 + H_2 \frac{V_2}{V_1} + \dots + H_i \frac{V_i}{V_1}}{e^{\sum H_i (\alpha + \alpha')} \cdot K(\delta, \Delta H)} \quad (2)$$

Из выражения (2) следует, что для вычисления $\frac{A_0}{A_{ш}}$ необходимы такие параметры среды, как $V(H) \propto(H)$, $K(\delta, \Delta H)$ и $\alpha'(H)$ (рис. 1).

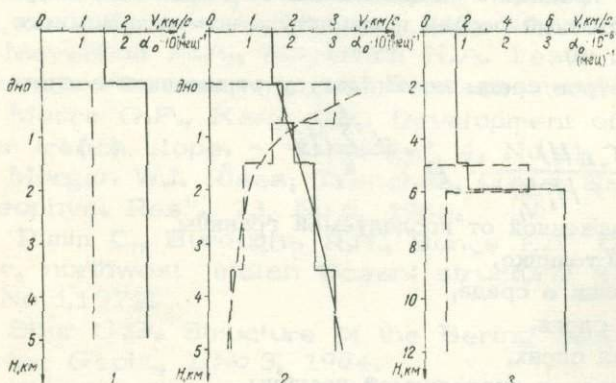


Рис. 1. Модели сред. Сплошной линией показаны графики зависимости скорости распространения сейсмических волн от глубины, пунктирной – графики зависимости параметра поглощения α_0 от глубины

Во всех моделях сред (рис. 1) приведена зависимость параметра поглощения α_0 от H , определяемого по формуле $\alpha_0 = \frac{\alpha(H)}{\omega}$. Принимается линейная зависимость коэффициентов поглощения от частоты. Параметры поглощения и их зависимость от глубины выбраны на основании обобщения данных о величинах коэффициентов поглощения, полученных в разных районах методом отраженных волн (Берзон и др., 1962; Патрикеев, 1976) для терригенных отложений.

Наиболее простой является модель 1, характеризуемая постоянным коэффициентом поглощения и скоростью. В модели 2 параметры поглощения α_0 уменьшаются от $2,5 \cdot 10^{-6} (\text{гцм})^{-1}$ на глубине 200 м под дном до $0,5 \cdot 10^{-6} (\text{гцм})^{-1}$ на глубине свыше 3500 м, скорость увеличивается от 1750 м/с вблизи дна до 3000 м/с на глубине 3500 м.

На рис. 1 приведена модель земной коры тихоокеанской плиты: верхний океанический слой мощностью в один километр характеризуется постоянной скоростью 2 км/с и параметром поглощения $\alpha_0 = 2,5 \cdot 10^{-6} (\text{гцм})^{-1}$. Во втором океаническом слое (базальты) принята скорость 6,7 км/с, а параметры поглощения $\alpha_0 = 0,5 \cdot 10^{-6} (\text{гцм})^{-1}$. Принимается, что в моделях 1 и 2 среднеквадратичное отклонение коэффициентов отражения от границ тонких слоев не превышает 0,06 – 0,08, что соответствует средам со слабой и средней акустической дифференциацией (Патрикеев, 1976, 1976а; Трапезникова и др., 1976). Как известно, рассеиванием энергии сейсмических волн на границах раздела тонких слоев в средах со слабой и средней акустической дифференциацией можно пренебречь, следовательно, при расчетах $\frac{A_0}{A_{ш}}$ для моделей 1 и 2 рассеивание энергии сейсмических волн не учитывалось. На основании графиков УЗК (Епинатьева, 1970) можно заключить, что среднеквадратичное отклонение коэффициентов отражения σ_K в фундаменте (метаморфических и магматических породах) не превышает 0,05, т.е. фундамент является средой со слабой акустической дифференциацией. Наличие большого числа разломов в фундаменте, возможно, приведет к увеличению акустической дифференциации вблизи разломов до $\sigma_K = 0,1$. На основании этого во втором океаническом слое (модель 3) принято рассеивание энергии сейсмических волн, характерное для сред со средней акустической дифференциацией $\sigma_K = 0,1$, равное $0,7 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$. Затухание амплитуд волн за счет сферического расхождения фронта волны вычислено для всех моделей по формуле

$$R(H) = \frac{1}{H_1 + H_2 \frac{V_2}{V_1} + \dots + H_i \frac{V_i}{V_1}}$$

где глубины заданы в километрах. Следовательно, вычисленные значения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ равны отношению амплитуды падающей волны в воде к амплитудам шумов на расстоянии одного километра от источника.

На рис. 2 приведены графики зависимости $\frac{A_0}{A_{ш}}$ от глубины исследований под дном моря для моделей 1, 2, 3. Кривые рассчитаны для центральных частот излучающего импульса 10, 20 и 50 гц при коэффициенте отражения от исследуемой глубинной границы $K = 0,1$. Параметром кривых является глубина моря в километрах. Значения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ в децибеллах для моделей 1 и 2 близки и различаются лишь при малых глубинах залегания границ под дном (до 1–2 км). Из графика видно, что для обнаружения границ на временных разрезах с коэффициентами отражения $K \geq 0,1$ на глубине 5 км под дном при использовании источников с центральными частотами $f_0 = 50$ гц необходимо, чтобы $\frac{A_0}{A_{ш}} = 73 - 82$ дб в зависимости от глубины моря, при использовании источников с $f_0 = 20$ гц необходимо, чтобы $\frac{A_0}{A_{ш}} = 55 - 65$ дб, при $f_0 = 10$ гц необходимо, чтобы $\frac{A_0}{A_{ш}} = 47 - 55$ дб. Для малой глубины залегания исследуемых границ под дном (до 1 км) при использовании источников с частотами от 50 до 10 гц значения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ находятся в пределах 10 дб и основное влияние

на $\frac{A_o}{A_{ш}}$ оказывает глубина моря. Так, при глубине моря 0,2 км, глубине залегания границы под дном 1 км и центральной частоте источника $f_o = 50$ гц $\frac{A_o}{A_{ш}}$ составляет 40 дб, а при глубине моря 10 км, той же частоте источника и глубине залегания границы под дном 1 км $\frac{A_o}{A_{ш}}$ составляет 60 дб.

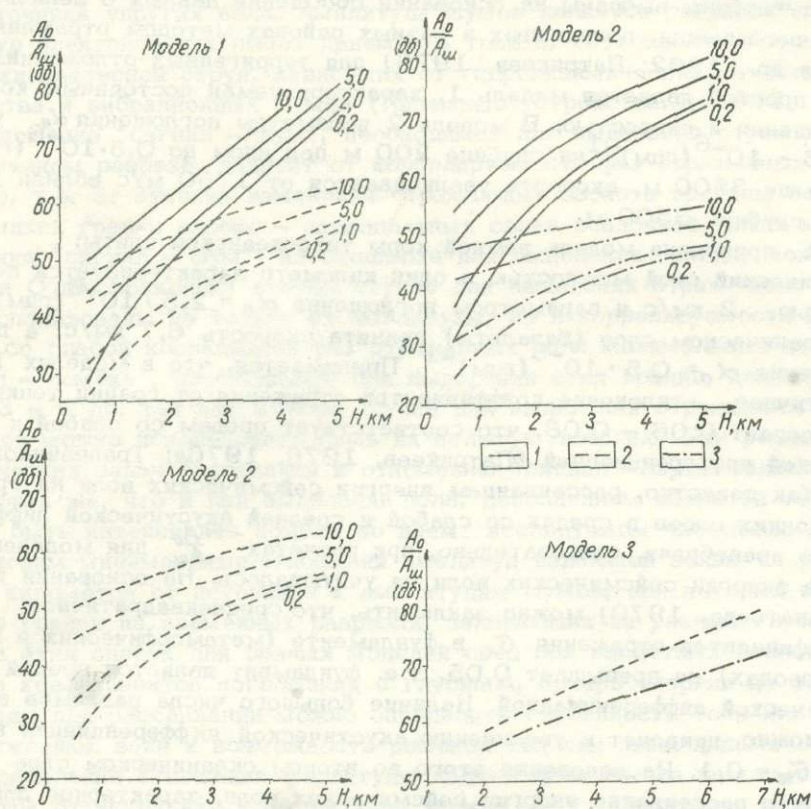


Рис. 2. Графики зависимости отношений $\frac{A_o}{A_{ш}}$ от глубины исследований под дном. Параметром кривых является глубина моря (в км). f_o . Центральная частота излучения: 1 - 50 гц, 2 - 20 гц, 3 - 10 гц

Одной из важных задач при региональных исследованиях дна морей и океанов является оценка возможности получения информации о строении границы Мохоровичича по данным МОВ. На рисунке 2 (модель 3) приведены графики зависимости отношений $\frac{A_o}{A_{ш}}$, необходимых для выделения на временных разрезах границы Мохоровичича, от глубины залегания последней под дном. Значения $\frac{A_o}{A_{ш}}$ вычислены для модели океанической коры, приведенной на рис. 1, 3, при $f_o = 20$ и 10 гц. Из графиков следует, что для уверенного выделения на временных разрезах границы Мохоровичича необходимо использовать такие источники и приемную аппаратуру, чтобы отношение $\frac{A_o}{A_{ш}}$ было не менее 70 - 80 дб. Теперь рассмотрим, какова величина этого отношения при проведении сейсморазведки методом отраженных волн на море современной приемной и излучающей аппаратурой. В качестве приемных устройств наибольшее применение в практике сейсмических исследований нашли взвешенные в толще воды приемные устройства (буксируемые пьезокосы). Из трех основных типов источников упругих волн (газовые смеси, пневматические излучатели и электроискровые источники) в настоящей работе рассматриваются пневматические излучатели с объемом рабочей

камеры 7 и 30 л и электроискровой источник ЭИВУК мощностью 150 - 250 кдж. Приемный канал сейсмической косы вмещает 64 приемника на базе 7.5 м. Регистрация колебаний проводится при глубине моря более 1 км на один канал при удалении от судна на 350 м на станции СМОВ - 24, в которой для увеличения динамического диапазона проведены изменения в усилителях записи и воспроизведения, так что динамический диапазон станции возрос до 40 дБ.

Амплитуда шумов определялась как средний модуль амплитуд колебаний, регистрируемых до момента всвуплений донной волны. По амплитудам однократной волны, отраженной от дна, и двукратной волны определялся коэффициент отражения по формуле

$$K = \frac{2 A_{кр}}{A_{от}} \quad (3)$$

Затем вычислялась амплитуда падающей волны A_0 на расстоянии одного километра от источника в воде:

$$A_0 = \frac{A_{от}}{K} \cdot 2H_B,$$

где H_B - глубина воды в километрах.

Для определения K использовались те участки профиля, где значения коэффициентов отражения от дна, определенные по формуле (3), варьировали не более, чем на 5%.

Для электроискрового источника ЭИВУК, где центральная частота излучения составляет 40 - 60 герц, получены значения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ в интервале 48 - 60 дБ. Для пневматического источника с емкостью рабочей камеры 7 л, с центральными частотами отраженных волн 30 - 40 герц получены значения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ равные 47 - 50 дБ. Для пневматического излучателя с емкостью рабочей камеры 30 л, с центральными частотами отражения от дна 20 - 30 герц отношение $\frac{A_0}{A_{ш}}$ получено в интервале 42 - 46 дБ.

На глубине 100 - 150 м проведена регистрация формы падающей волны, возбуждаемой пневматическими источниками с 30 - и 7 - литровой рабочей камерой. Установлено, что центральные частоты падающих волн для 30 - литрового пневмоизлучателя составляют 13 - 18 герц, для 7 - литрового пневмоизлучателя - 20 - 30 герц, т.е. они в среднем на 10 герц ниже центральных частот регистрируемых отраженных волн. Это объясняется тем, что приемный канал располагался на глубине меньшей, чем четверть длины волны импульса излучения, и тем самым из спектра отраженных волн он выделял более высокие частоты. Фильтрация отраженных волн приемным устройством (исходя из спектра падающих волн) приводила к уменьшению амплитуд полезных сигналов до 6 дБ. Следовательно, значения $\frac{A_0}{A_{ш}}$, полученные для пневматических излучателей с 30 - и 7 - литровой рабочей камерой, следует увеличить на 4 - 6 дБ и отнести к частотам соответственно 16 и 25 герц.

Для всех источников отмечается четкая обратная связь между волнением моря и отношением $\frac{A_0}{A_{ш}}$. Например, при волнении моря 2-3 балла для электроискрового источника получено $\frac{A_0}{A_{ш}}$, равное 54 дБ, а при волнении моря 5-6 баллов - 32 дБ. Следует отметить, что резкое увеличение шумов приемного устройства при увеличении волнения моря происходит из-за отсутствия развязки сейсмической косы от вибраций судна. Можно предположить, что при наличии развязки и при волнении моря до 4 - 5 баллов могут быть получены значения $\frac{A_0}{A_{ш}}$, равные максимальным из определяемых выше для условий спокойного моря, т.е. для электроискрового источника 55 - 60 дБ (для 7 - литровой пушки 50 - 55 дБ, для 30 - литровой - 45 - 50 дБ).

На основании оценок отношений $\frac{A_0}{A_{ш}}$, необходимых для выделения на временных разрезах границ, залегающих на разных глубинах, полученных при



использовании пневматических излучателей, электроискрового источника ЭИВУК и приемного устройства (плавающей сейсмической косы) можно определить глубинность разных модификаций МОВ для описанных выше трех моделей сред. Для этого на графиках зависимости $\frac{A_0}{A_{ш}}$ от H проводится горизонтальная линия на уровне, соответствующем значению $\frac{A_0}{A_{ш}}$ для данного источника. Абсцисса точки пересечения этой линии с графиком $\frac{A_0}{A_{ш}}(H)$ определяет глубинность исследований для данной модели. Так, для моделей 1,2 глубинность исследований с электроискровым источником (максимальная глубина залегания границы с $K \geq 0,1$, которая может быть выделена) изменяется от 1 – 1,5 км на глубоком море до 2,5 км на мелководье. Для пневматических источников глубинность исследований от 2 – 3 км на глубоком море до 5 км на шельфе морей. Эти оценки глубинности сделаны для таких модификаций МОВ, как однократное профилирование типа центрального луча.

Группирование приемников в сейсмокосе является основным средством подавления шумов, используемым при исследованиях МОВ. Линейное группирование 20 приемников с шагом 1,5 м на базах 30 и 50 м снижает уровень шумов буксируемых приемных устройств на 12 – 15 дБ, а переход с 20 до 60 приемников – еще на 4–6 дБ (Приемные устройства..., 1973).

Поскольку описанные выше определения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ проведены с использованием сейсмической косы, в каждом канале которой сгруппировано по 64 приемника, за счет этого группирования уже получено снижение шумов, по сравнению с одиночным приемником на 16 – 20 дБ. Важно оценить возможность группирования на больших базах и многократного накопления как средства подавления помех при исследованиях на больших глубинах моря.

Сначала рассмотрим зависимость базы группирования от глубины моря при условии, что разность времен прихода волны, отраженной от исследуемой границы, к началу и концу базы группирования не превосходит четверти длины волны. Это условие возникло из тех соображений, что в результате суммирования n синусоидальных колебаний с одинаковыми амплитудами и случайным разбросом фаз в пределах 0,3 и 0,25 периода суммарное колебание в среднем равно для первого случая $0,65 \sqrt{n}$, для второго – $0,9 \sqrt{n}$.

Приведена зависимость (рис. 3) предельной базы группирования от глубины залегания границы (параметром кривых является центральная частота отраженных волн). Кривые рассчитаны при совмещенном положении источника и крайнего в группе приемника, а также при выносе группы от источника на 300 м, что необходимо для уменьшения шумов кильватерной струи. Предельные базы группирования рассчитаны при условии, что разность времен прихода Δt волн к началу и концу базы группирования не превышает 0,25 преобладающей длины волны. Исключением является кривая (3), которая рассчитана при условии, что Δt не превосходит 0,3 преобладающей длины волны.

Из кривых видно, что предельные базы группирования увеличиваются с увеличением глубины моря и уменьшаются с увеличением преобладающей частоты колебаний. Следует отметить, что при $H \leq 2$ км и совмещении источника и начала базы группирования предельный размер ее увеличивается по сравнению с предельной базой при выносе ее начала на 300 м от источника в 1,5–2 раза. Если же источник поместить в центр базы группирования, то ее предельный размер увеличится еще вдвое.

Понятно, что группирование каналов следует использовать для гладких горизонтальных границ при больших глубинах их залегания. Если обычно при однократном профилировании используется одна секция сейсмической косы, включающая 64 приемника на базе 75 м, то при работах на глубоком море $H \geq 5$ км можно в качестве одного канала использовать (в зависимости от преобладающей частоты колебаний 10, 20 и 50 герц) каналы, состоящие соответственно из

9,6 и 4 секций сейсмической косы. В результате такого группирования каналов будет получено увеличение отношений $\frac{A_0}{A_{ш}}$ в $0,9 \sqrt{\pi}$ раз, где π - число секций косы. Так, при расположении источника в начале базы группирования для

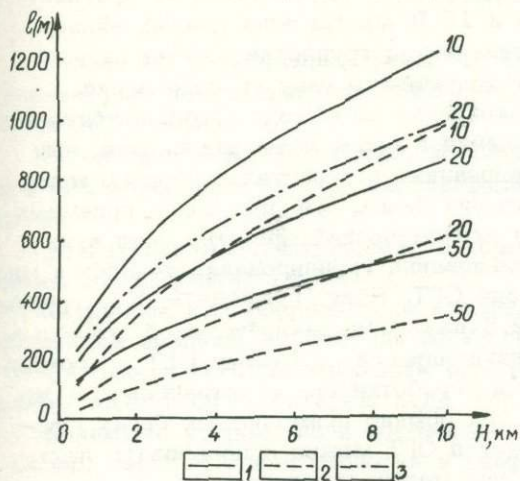


Рис. 3. Зависимость предельных баз группирования каналов от глубины исследований (параметром кривых является центральная частота излучения, гц): 1 - при совмещенном положении источника и приемника, 2 - при выносе первого приемника в группе на 300 м от источника, 3 - при условии $\Delta t \leq 0,3 T_{пр}$

преобладающих частот записи 10, 20 и 50 герц за счет группирования может быть получено увеличение $\frac{A_0}{A_{ш}}$ соответственно на 8,6; 6,8 и 5 дб. При расположении источника в центре базы группирования значения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ увеличивается еще на 3 дб. Увеличение базы группирования до выполнения условия $\Delta t \leq 0,3 T_{пр}$, где $T_{пр}$ - период преобладающих колебаний, существенно снижает эффективность группирования, так как отношение $\frac{A_0}{A_{ш}}$ в этом случае увеличивается в $0,65 \sqrt{\pi}$. Так, при $f_0 = 20$ гц и $\Delta t \leq 0,3 T_{пр}$ $\frac{A_0}{A_{ш}}$ увеличивается за счет группирования на 4,6 дб, что на 2,2 дб меньше увеличения отношения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ при $\Delta t \leq 0,25 T_{пр}$. Наибольший эффект группирования может быть получен при использовании пневматических источников возбуждения с центральными частотами излучающего импульса 10 и 20 герц. Например, при изучении осадочных отложений и фундамента на глубине моря более 5 км методом однократного сейсмического профилирования за счет группирования можно довести глубинность исследований под дном для $f_0 = 20$ гц до 4 км, для $f_0 = 10$ гц до 5 - 7 км.

Следовательно, при большой глубине дна морей и океанов группирование является эффективным средством увеличения отношения "сигнал - шум" и глубинности исследований. Следует отметить, что для наклонных, а также раздробленных и шероховатых границ увеличение базы группирования до предельных размеров может привести к ухудшению качества сейсмического материала. Анализ характера границ на временных разрезах непрерывного сейсмического профилирования в районе Курило - Камчатского глубоководного желоба показал, что для большинства границ, залегающих на глубине более 3 км, условие $\Delta t \leq 0,25 T_{пр}$ для $f_0 = 20$ гц выполняется на базах группирования до 400 - 500 м. Поэтому при исследовании осадочных отложений и фундамента на больших глубинах моря в качестве допустимой базы группирования можно принять базу длиной 400 - 500 м.

Рассмотрим теперь возможности различных систем многократного накопления как средств увеличения отношения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ и увеличения глубинности метода отраженных волн. В настоящее время в сейсморазведке чаще применяют 6, 12, 24 - и 48 - кратное накапливание в МОГТ. Если принять, что при суммиро-

вании в МОГТ кинематические и статистические поправки введены достаточно точно, так что сдвиг фаз между суммируемыми волнами не превышает 0,25 преобладающего периода колебаний, то на суммолюнте ОГТ отношение $\frac{A_0}{A_{ш}}$ будет в $0,9\sqrt{n}$ выше, чем на суммируемых каналах, или в зависимости от кратности накопления увеличится на 6,8; 9,8; 12,8 и 15,8 дБ. Из этих данных видно, что шестикратное накопление в МОГТ эквивалентно группированию на базе 600 м, которая незначительно превышает допустимую базу группирования.

Поскольку системы многократного накопления по методу общей глубинной точки имеют существенно меньшие ограничения в длине базы накопления, чем группирование, то при сейсмических исследованиях в областях глубокого моря целесообразнее использовать МОГТ на больших базах, т.е. при длине приемных устройств 1,5 - 2,7 км. Для повышения экономической эффективности этих исследований необходимо совместное использование группирования каналов и многократного накопления этих групп по методу ОГТ. Если применять базу группирования длиной 200 - 250 м, т.е. в 2-2,5 раза меньше допустимой, то это в 4-5 раз уменьшит кратность накапливания по методу ОГТ и соответственно во столько же раз уменьшит время обработки при практически том же качестве обработанного материала, что и при обычно применяемых базах группирования 50 м. Следует отметить, что метод ОГТ можно использовать лишь при горизонтальном залегании границ или при малых углах наклона.

В результате проведенного анализа возможностей разных методических приемов обработки сейсмического материала установлено, что с помощью этих приемов можно достичь увеличения отношения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ на 12 - 16 дБ. Это приведет к увеличению глубинности исследований на глубине моря более 5 км в 2-5 раз в зависимости от частот излучающих сигналов.

Дальнейшее повышение отношения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ путем увеличения кратности накопления в МОГТ связано с огромными техническими трудностями. Эти трудности вызваны прежде всего большими затратами времени ЭВМ на обработку данных МОГТ и использованием многокилометровых баз накопления. Так, увеличение базы накопления в 2 раза приведет к повышению отношения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ всего лишь на 3 дБ. Следовательно, этот путь, по нашему мнению, является малоэффективным. Основное средство дальнейшего повышения отношения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ мы видим в конструктивных изменениях приемных устройств и в методике их буксирования. К изменениям в методике буксировки сейсмических кос следует отнести вывод косы из кильватерной струи судна, применение более совершенных систем развязки приемных устройств от вибраций судна, систем, стабилизирующих ход приемного устройства в горизонтальной и вертикальной плоскости. Такой путь увеличения отношения $\frac{A_0}{A_{ш}}$ и глубинности исследований свободен от упрощающих предположений в строении среды в отличие от группирования и МОГТ.

В заключение следует отметить, что оценка предельных глубин исследований в МОВ, полученная на основании отношения амплитуд падающей волны к амплитудам шумов, для многих сред является завышенной. Это завышение глубин вызвано наличием многократных волн, образованных в тонких слоях, покрывающих отражающую границу. Следовательно, оценка глубинности МОВ проведена для случая, когда многократные волны подавлены либо ими можно пренебречь. Влиянием многократных волн можно пренебрегать в средах со слабой и очень слабой акустической дифференциацией, в которых среднеквадратическое отклонение коэффициентов отражения в тонких слоях не превышает 0,05 до глубин 3 - 5 км (Патрикеев, 1976, 1976 а). В этих средах на глубине более 5 - 3 км, а также в средах со средней ($\sigma \leq 0,1$) и высокой ($\sigma > 0,1$) акустической дифференциацией на глубине больше 2 - 1,5 км при оценке глубинности исследований и решении многих динамических задач нужно учитывать

и нерегулярный фон многократных волн.

Литература

Берзон И.С., А.М.Епинатьева, Г.Н.Парийская, С.П.Стародубровская. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Гегельганц А.А., Л.И.Коган, Я.П.Маловицкий, Ю.М.Мистрюков. Основы морской сейсморазведки. - Морские геофизические исследования. М., "Недра", 1977.

Епинатьева А.М. Физические основы сейсмических методов разведки. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970.

Патрикеев В.Н. Определение коэффициентов поглощения по данным МОГТ в Припятской впадине. - "Вестник МГУ, геология", 1976, № 4.

Патрикеев В.Н. Возможности определения коэффициентов поглощения по данным МОВ и ОГТ: Автореф. канд. дис. М., изд. Моск. ун-та, 1976а.

Приемные устройства и некоторые виды помех в морской сейсморазведке. - Обзор, сер. "Морская геология и геофизика". М., Изд-во ОЦНТИ ВИЭМС, 1973.

Трапезникова Н.А., Н.С.Шушакова, В.Н.Патрикеев. Результаты расчетов теоретических сейсмограмм для тонкослоистых сред при нормальном падении плоских волн. - "Изв. АН СССР", сер. Физика Земли, 1976, № 12.

ПОМЕХОУСТОЙЧИВЫЙ ДЕРЕВЕРБЕРАЦИОННЫЙ ФИЛЬТР В МОРСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В.И. Маковецкий

Морская реверберация — одна из основных помех, затрудняющих обработку сейсмических записей, полученных при наблюдениях на акваториях малой и средней глубины. Благодаря большой длине волны, используемой в эксперименте, на первый план в механизме образования реверберации выдвигаются отражения от донной поверхности и границы "вода — воздух", оставляя в стороне дифракцию волн на малых неоднородностях самого водного слоя (Ольшевский, 1966). Таким образом, следуя Бакусу (Backus, 1959), под реверберацией мы будем понимать многократные отражения в водной толще. Главное внимание обратим на выявление тех общих предположений, которые лежат в основе физической модели реверберации, а значит, на выделение тех условий, при которых дереверберационный фильтр, построенный на основе такой модели, будет наиболее эффективно действовать. В настоящей статье рассеяние волн на морской поверхности рассматривается равно, как и на поверхности дна.

Основным предположением, используемым в построенной модели реверберации, является предположение о неизменности среды, о стационарности процесса отражения сигналов в течение всего периода записи. Такая предпосылка справедлива по той причине, что вся полезная информация, получаемая в сейсмическом эксперименте, приходит в первые несколько секунд после излучения начального импульса и за такой малый промежуток времени условия отражения не могут измениться существенным образом.

Введем оператор F , характеризующий однократное воздействие на импульс дна и вышележащего объема воды, и оператор M , описывающий преобразование сигнала при его отражении от поверхности океана. Проследим с их помощью механизм образования реверберации от источника конечных размеров (рис. 1). Пусть в некоторый момент времени на небольшой глубине возбужден сигнал с формой $S_0(t)$, длина которого меньше двойного времени пробега до дна — τ .

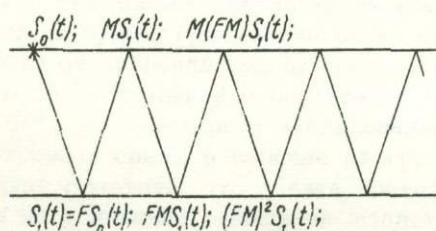


Рис. 1. Механизм образования реверберации. Широкими линиями обозначены поверхности дна и моря, тонкими — схемы многократных отражений.

$S_0(t)$ — начальный импульс, испущенный с судна; $S_1(t)$ — импульс, однократно отраженный от дна; F — оператор, характеризующий однократное рассеяние импульса на дне, M — оператор, описывающий преобразование импульса при его отражении от морской поверхности

По определению оператора F , первым вступлением в приемник будет $S_1(t) = FS_0(t)$, естественно, запаздывающее на τ , что учтено в F . Последующим этапом будет преобразование формы сигнала из $S_1(t)$ в $MS_1(t)$

при отражении от границы раздела "вода - воздух".

Вновь получившийся импульс $MS_1(t)$ примем за новый источник волны, предположив, что и он короче τ . По исходной предпосылке о стабильности среды получившаяся волна будет претерпевать только те изменения, что и начальный импульс и, следовательно, второе вступление в приемник будет иметь форму $S_2 = (FM)S_1(t)$. Поверхность океана сформирует сигнал $MS_2(t)$, и третье вступление в приемник примет вид $S_3(t) = (FM)S_2(t) = (FM)(FM)S_1(t)$.

Пользуясь понятием степеней оператора, запишем $S_3(t)$ как $S_3(t) = (FM)^2 S_1(t)$. Сделаем с помощью подобного процесса N шагов, что в результате даст полную форму сигнала, являющегося интерференцией волн кратного отражения, по N -ую волну включительно:

$$S(t) = \sum_{i=1}^N S_i(t) = S_1(t) + (FM)S_1(t) + (FM)^2 S_1(t) + \dots + (FM)^N S_1(t). \quad (1)$$

Как обычно, сам испущенный импульс $S_0(t)$ в сейсмограмму не входит. Отметим, что пока для простоты каждый из сигналов $S_j(t)$ предполагается короче τ , иначе мы столкнемся с наложением импульсов друг на друга.

В реальном эксперименте встречаются записи только типа (1) хотя бы потому, что время проведения эксперимента ограничено. Но с теоретической точки зрения данную конечную сумму удобно дополнить последующими отражениями до ряда с бесконечным числом членов:

$$S(t) = \sum_{i=0}^{\infty} S_i(t) = S_1(t) + (FM)S_1(t) + (FM)^2 S_1(t) + \dots \quad (2)$$

Из физических соображений ясно, что каждый последующий рассеянный сигнал $S_{j+1}(t)$ не превосходит предыдущего $S_j(t)$, а значит, члены ряда убывают. Это доказывает существование его суммы $S(t)$ и законность всех последующих преобразований, которые в противном случае носили бы фиктивный характер. Кроме того, последующие элементы ряда никак не влияют на предыдущие, а, следовательно, мысленное продолжение сейсмограммы не вступает в противоречие с реальной физической картиной.

Для построения реверберационного фильтра подействуем на $S(t)$ оператором (FM) , получив ряд:

$$(FM)S(t) = (FM)S_1(t) + (FM)^2 S_1(t) + (FM)^3 S_1(t) + \dots, \quad (3)$$

который совпадает с (2), начиная со второго члена. После вычитания $S(t) - (FM)S(t) = S_1(t)$. В операторной записи это означает, что отображение $D = (1 - FM)$ сводит сейсмограмму $S(t)$, являющуюся результатом реверберации, к одному отраженному сигналу $S_1(t)$. Объединим указанные преобразования в цепочку равенств:

$$D = (1 - FM); DS(t) = S_1(t); S(t) = \sum_{j=1}^{\infty} S_j(t) = D^{-1} S_1(t), \quad (4)$$

где $DD^{-1} = 1$.

Применим все сказанное выше к реальной сейсмограмме $Z(t)$, изменив ход рассуждений так, чтобы наложение сигналов не усложнило построенного фильтра. Разобьем полупрямую $[\tau, \infty)$ на отрезки $[j\tau, (j+1)\tau)$, где $j = 1, 2, 3, \dots$ и τ - двойное время пробега до дна. Сигнал, расположенный на полуинтервале $[\tau, 2\tau)$, несет информацию только о верхней части сейсмического разреза с включенным в нее однократным отражением от дна. Все сформированные за это время импульсы (будь то волны, дифрагирующие на слоях или донной поверхности) достаточно сильны для того, чтобы возбудить в морской среде многократные отражения. Выделим на сейсмограмме совокупность этих

отражений, представив ее как $Z(t) = \sum_{l=0}^{\infty} S_{l1}(t) + \varphi_1(t)$. Здесь $S_{l1}(t)$ - рассеянные сигналы l -й кратности, причем $S_{01}(t)$ сигнал, сосредоточенный на полуинтервале $[T, 2T)$. Чтобы в дальнейшем представить форму сейсмограммы в необходимом виде, по формулам (4) заменим $\sum_{l=0}^{\infty} S_{l1}(t)$ на $D^{-1}S_{01}(t)$. Из определения $S_{01}(t)$ видно, что остальная часть сейсмической записи $\varphi_1(t)$ отлична от нуля только на полуинтервале $[2T, \infty)$, и, кроме того, в ее начале, на отрезке $[2T, 3T)$, сосредоточены сигналы неревверберационного типа, так как единственно возможный по времени прихода реверберационный импульс $S_{11}(t)$ уже вошел в $D^{-1}S_{01}(t)$. Но и эти сигналы достаточно сильны для того, чтобы возбудить реверберацию в морском слое. Поэтому так же, как $Z(t)$, разобьем $\varphi_1(t)$ на две части $\varphi_1(t) = \sum_{l=0}^{\infty} S_{l2}(t) + \varphi_2(t)$. Здесь $S_{l2}(t)$ - отраженные сигналы l -й кратности, причем $S_{02}(t)$ - часть записи, сосредоточенная на полуинтервале $[2T, 3T)$ и свободная от реверберации. Тогда по формуле (4) получим $\sum_{l=0}^{\infty} S_{l2}(t) = D^{-1}S_{02}(t)$. Повторяя уже проводившиеся выше рассуждения, видим, что $\varphi_2(t)$ отлична от нуля на полуинтервале $[3T, \infty)$, причем в ее начальной части нет импульсов, отраженных от морского дна, хотя имеющиеся могут привести к появлению кратных волн.

Продолжение описанного процесса приведет к следующему выражению для сейсмограммы:

$$Z(t) = \sum_{j=1}^{\infty} \sum_{l=0}^{\infty} S_{lj}(t), \quad (5)$$

где индекс $j=1, 2, 3, \dots$ пересчитывает полуинтервалы $[jT, (j+1)T)$ а значит, и безреверберационные, отраженные от границ, лежащих ниже дна моря, импульсы, а индекс l - многочисленные повторения этих импульсов в резонаторе "поверхность дна - граница, вода - воздух". Как уже указывалось, из формулы (4) вытекает:

$$\sum_{l=0}^{\infty} S_{lj}(t) = D^{-1}S_{0j}(t); \text{ где } j=1, 2, 3, \dots \quad (6)$$

Равенство (6) передает весь механизм реверберации. Из него видно, что дереверберационный оператор D позволяет предсказывать многократные отражения в целом, основываясь на знании однократно отраженных сигналов и предположении о стабильности среды. Тогда

$$y(t) = DZ(t) = (I - FM)Z(t) = \sum_{j=1}^{\infty} S_{0j}(t), \quad (7)$$

а $S_{0j}(t)$ для $j=1, 2, 3, \dots$ являются сигналами, в образовании которых повторные отражения не участвуют.

Таким образом, применение оператора D приводит к полному очищению сейсмограммы от реверберации первого порядка. Развернутая схема распространения волн, иллюстрирующая данный процесс, показана на рис. 2. Кратные волны, образующие сейсмограмму $y(t)$, показаны на схеме тонкими линиями. Из рисунка видно, что действие оператора D сводится к очищению записи от кратных волн, возникающих в водной толще и приходящих после однократно отраженного сигнала. Однако из схемы также видно, что дополнительный регулярной помехой в записи могут стать импульсы, первоначально однократно или многократно отразившиеся на границах "дно - поверхность моря" и лишь после этого от нижележащих их границ в осадках. На рис. 2 сигналы такого вида показаны тонкими линиями, предшествующими широкой стреле, соответствующей совокупности волн, связанных с особенностями геологического разреза.

Введем вспомогательный оператор Λ для описания однократного воздействия геологического разреза и вышележащей водной толщи на импульс (рис. 2А). Естественное предположение, которое будет сделано относительно этого оператора - предположение о его стабильности.

Пусть с судна испущен начальный сигнал формы $S_0(t)$. Тогда с момента τ в приемник начнет поступать запись $R(t) = \Lambda S_0(t)$. В то же время начальный импульс является генератором однократно отраженной волны $S_{10}(t) = (FM)S_0(t)$, которая претерпев в разрезе те же изменения, что и $S_0(t)$, с момента 2τ

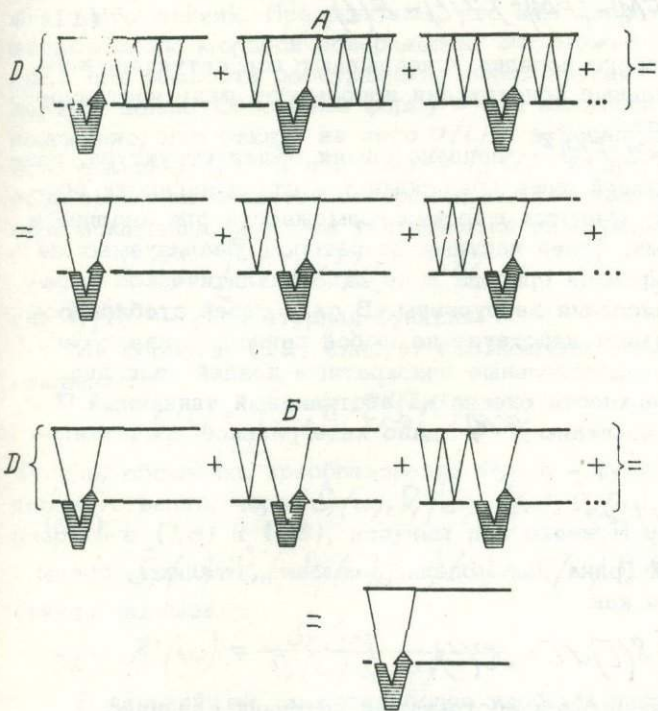


Рис. 2. Фильтрация реверберации первого (А) и второго (Б) порядков. Широкие линии — поверхности дна и моря, узкие — ход сигнала в водной толще. Заштрихованными полосами показано однократное воздействие на импульс геологического разреза. D — дереверберационный фильтр

дает часть сейсмограммы $\Lambda(FM)S_0(t)$. Используя предпосылку о стабильности оператора Λ , получим, что каждое m -е отражение будет добавлять к предыдущему звучанию волну $\Lambda(FM)^m S_0(t)$, вступающую в приемник с момента времени $(m+1)\tau$. Таким образом, полная сейсмограмма выражается в виде

$$y(t) = \Lambda S_0(t) + \Lambda(FM)S_0(t) + \Lambda(FM)^2 S_0(t) + \dots \quad (8)$$

Благодаря своей стационарности, а значит, и независимости порядка действия операторы Λ и $(FM)^m$ коммутируют друг с другом, то есть $\Lambda(FM)^m = (FM)^m \Lambda$. Следовательно,

$$y(t) = \Lambda S_0(t) + (FM)\Lambda S_0(t) + \dots + (FM)^m \Lambda S_0(t) + \dots = R(t) + (FM)R(t) + (FM)^2 R(t) + \dots + (FM)^m R(t) + \dots \quad (9)$$

Применив преобразования, проведенные в формулах (2-4), получим, что

$$Dy(t) = (I - FM)y(t) = R(t). \quad (10)$$

Применение дереверберационного фильтра D к сейсмограмме $y(t)$, очищение ее от реверберации второго порядка оставляет лишь полезную сейсмическую информацию $R(t)$, что показано на рис. 2Б.

Вспомним об определении $y(t)$ как сейсмической записи, которая уже однократно подвергалась действию оператора D . Значит, дереверберационный фильтр

дважды приложенный к исходным, полученным в результате эксперимента данным $Z(t)$, сводит их к сигналу $R(t)$, излученному с судна, все последующие многократные отражения в резонаторе "поверхность дна - морская поверхность" от которого подавлены:

$$D^2 Z(t) = (1-FM)^2 Z(t) = [1-2(FM)+(FM)^2] Z(t) = R(t). \quad (11)$$

Случаи реверберации первого и второго порядка исчерпывают все ситуации, когда она учитывается целиком. Остальные конструкции используют лишь частично-кратные отражения в морской толще.

Фильтрам $D = (1-FM)$ и $D^2 = (1-FM)^2$ придана самая общая структура, возможная в данной модели, использующей лишь предпосылку о стационарности процесса отражения сигналов. Поэтому имеются широкие возможности для анализа и построения на их основе конкретных, более частных операторов, реализуемых на практике. Однако пока не детализирована природа и не дано аналитическое выражение для (FM) , дальнейшие вычисления затруднены. В силу своей стабильности оператор (FM) одинаковым образом действует на любой сигнал, значит, его можно получить, рассматривая последовательные однократные воздействия дна, водного слоя и взволнованной поверхности океана на абстрактный единичный δ импульс. Другими словами, преобразованию (FM) дано интегральное представление:

$$FM \delta(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathcal{K}(t-\tau) \delta(\tau) d\tau, \quad (12)$$

где ядро $\mathcal{K}(t)$ является функцией Грина для модели, а именно, откликом среды на δ - импульс, что записывается как

$$FM \delta(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathcal{K}(t-\tau) \delta(\tau) d\tau = \mathcal{K}(t). \quad (13)$$

Если бы в нашем распоряжении имелся абстрактный источник единичного сигнала и приемник, расположенный непосредственно под поверхностью океана, то $\mathcal{K}(t)$ представляла бы собою запись данных в приемнике после того, как δ - импульс, пройдя морскую толщу, отразится от дна, проделает обратный путь и претерпит изменения на границе "вода - воздух".

Исходя из интегрального представления оператора, запишем действие дереверберационного фильтра первого порядка - D на сейсмограмму $Z(t)$ как

$$Z_1(t) = D Z(t) = \int_{-\infty}^{\infty} [\delta(t-\tau) - \mathcal{K}(t-\tau)] Z(\tau) d\tau. \quad (14)$$

Здесь мы еще раз воспользовались свойствами δ - функции для того, чтобы выразить единичный оператор.

Фильтр второго порядка, естественно, сложнее, и преобразованная с его помощью сейсмическая запись, согласно формуле (11), выглядит следующим образом:

$$Z_2(t) = D^2 Z(t) = 2 \int_{-\infty}^{\infty} \mathcal{K}(t-\tau) Z(\tau) d\tau + \int_{-\infty}^{\infty} \mathcal{K}(t-\tau) \left[\int_{-\infty}^{\infty} \mathcal{K}(\tau-\tau') Z(\tau') d\tau' \right] d\tau. \quad (15)$$

Обозначим Фурье-образ ядра $\mathcal{K}(t)$ через $\hat{\mathcal{K}}(\omega)$, сейсмограммы $Z(t)$ через $\hat{Z}(\omega)$ и образы $Z_1(t)$, $Z_2(t)$ через $\hat{Z}_1(\omega)$, $\hat{Z}_2(\omega)$. Тогда в частотном представлении обработанные данные будут иметь структуру:

$$\hat{Z}_1(\omega) = [1 - \hat{\mathcal{K}}(\omega)] \hat{Z}(\omega); \quad (16)$$

$$\hat{Z}_2(\omega) = [1 - 2\hat{\mathcal{K}}(\omega) + \hat{\mathcal{K}}^2(\omega)] \hat{Z}(\omega). \quad (17)$$

Полученное сходство является следствием стабильности оператора, результатом стационарности происходящих процессов.

Аналитическая форма равенств (14 - 16) уже позволяет использовать их в конкретных расчетах, предполагая при этом только знание ядра $\mathcal{K}(t)$ или его Фурье - характеристики $\mathcal{K}(\omega)$. Последнюю можно найти, основываясь на следующих соображениях. Предположим, что нам известен какой-либо импульс, испущенный около морской поверхности. Это может быть сигнал, излученный с судна или, для общности рассуждений, любая другая отразившаяся от границы "вода - воздух" волна. Обозначим форму этого импульса через $S_0(t)$ и сделаем предположение, что отклик на него $q(t)$ записан с абсолютной тщательностью. Однако отклик $q(t)$ и его запись $S_T(t)$ будут совпадать только в том случае, если приемник является совершенным. Так как прибор не идеален, он вносит свои искажения, которые учитываются интегральным уравнением:

$$S_T(t) = \int_{-\infty}^{\infty} V_1(t-\tau) q(\tau) d\tau, \quad (18)$$

где $V_1(t)$ - аппаратная функция.

Из формулы (12) следует соотношение между начальным сигналом и его откликом:

$$q(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \mathcal{K}(t-\tau) S_0(\tau) d\tau. \quad (19)$$

Теперь, обозначив преобразования Фурье - функций $S_T(t)$, $V_1(t)$, $q(t)$, $S_0(t)$, соответственно, через $\hat{S}_T(\omega)$, $\hat{V}_1(\omega)$, $\hat{q}(\omega)$, $\hat{S}_0(\omega)$ и применив теорему о свертке к (18) и (19), получим два равенства:

$$\hat{S}_T(\omega) = \hat{V}_1(\omega) \hat{q}(\omega); \quad \hat{q}(\omega) = \mathcal{K}(\omega) \hat{S}_0(\omega),$$

откуда находим

$$\mathcal{K}(\omega) = \frac{\hat{S}_T(\omega)}{\hat{V}_1(\omega) \hat{S}_0(\omega)}.$$

В дальнейшем окажется более удобным частотную характеристику приемно-регистрирующего канала ввести как $\hat{V}(\omega) = \frac{\hat{V}_1(\omega)}{\hat{S}_0(\omega)}$. Тогда Фурье - преобразование ядра реверберационного фильтра есть

$$\hat{\mathcal{K}}(\omega) = \frac{\hat{V}(\omega) \hat{S}_T(\omega)}{\hat{S}_0(\omega)}. \quad (20)$$

Покажем, что применение такого ядра в случае конечного числа отражений приводит к алгоритму, описанному ранее (Калинин, 1976). Для этого вспомним самое первое уравнение (1), положив в нем $M=1$, что означает предположение об абсолютном отражении от водной поверхности. Кроме того, вспомним об определении $S_T(t)$ как $F S_0(t)$. Тогда сейсмограмма, записанная после $(N-1)$ -го отражения, примет вид:

$$\hat{S}^N(t) = F S_0(t) + F^2 S_0(t) + \dots + F^N S_0(t). \quad (21)$$

Так как при $M=1$ операторы F^M и F совпадают и из формул (12), (15) известно, что действие F^N на $S_0(t)$ в частотном представлении сводится к умножению $\mathcal{K}^N(\omega)$ на $S_0(\omega)$, то Фурье - преобразование сейсмограммы (21) дает

$$\hat{S}^N(\omega) = [\mathcal{K}(\omega) + \mathcal{K}^2(\omega) + \dots + \mathcal{K}^N(\omega)] \hat{S}_0(\omega). \quad (22)$$

Осталось только сказать о совпадении $S_0(t)$ в равенствах (20) и (21) и мы получим преобразование

$$\hat{S}^N(\omega) = \hat{V}(\omega) \hat{S}_T(\omega) + \frac{[\hat{V}(\omega) \hat{S}_T(\omega)]^2}{\hat{S}_0(\omega)} + \dots + \frac{[\hat{V}(\omega) \hat{S}_T(\omega)]^N}{\hat{S}_0^{N-1}(\omega)}, \quad (23)$$

которое по виду совпадает с алгоритмом, предложенным А.В.Калининым (1976). Стоит отметить, что такое совпадение является лишь внешним, так же как внешним оказывается совпадение формулы (16) с фильтром Кюнетца (Kunetz, Fourmann, 1968). Кюнетц и Фурман не применяют операторного подхода, преобразуя все операции, проводимые выше (возведение в степень или деление), непосредственно с сейсмограммами. Поэтому, если формально следовать алгоритмам, которые ими предложены, то убеждаешься в невозможности их проведения из-за возникновения неопределенностей типа деления на ноль или суммирования расходящегося ряда. К сожалению, в статьях этих авторов рациональное зерно логически не выделено, что, с одной стороны, затушевывает природу реверберации, затрудняя при этом выбор оптимальных условий для постановки фильтра, с другой — требует большого внимания при численной реализации самого фильтра.

Как видно, знание начального импульса и отклика на него позволяет узнать функцию Грина $\mathcal{K}(t)$. Однако даже при $M=1$ выделение этих составляющих из экспериментальных данных затруднено, а чаще всего невыполнимо из-за сильной интерференции их с отражениями от слоев, лежащих непосредственно под дном и остальными волнами, природа которых связана с геологической структурой. Поэтому такой путь поиска $\mathcal{K}(t)$ почти всегда оказывается закрытым.

Исходя только из определения $\mathcal{K}(t)$ как сигнала, однократно рассеянного дном и поверхностью моря, отметим одну из его особенностей — запаздывание по отношению к испущенному импульсу на двойное время пробега до дна — τ . При этом в модели предполагается, что отражение от морской поверхности происходит мгновенно. Тогда, приняв момент излучения начальной волны за t_0 , получим, что $\mathcal{K}(t)$ обязательно имеет вид:

$$\mathcal{K}(t) = k(t) \eta(t - t_0 - \tau), \quad (24)$$

где $\eta(t)$ — стандартная функция Хевисайда, отличная от нуля лишь при $t > 0$. Формулы (19) и (24) вместе означают, что оператор (FM) в своем интегральном представлении по знанию исходного импульса $S_0(t)$ предсказывает время появления и форму отраженного сигнала и его справедливо можно назвать "предсказывающей конволюцией".

Из-за того, что сейсмическая запись состоит не только из сигналов реверберационного типа, но и из дополнительных, несущих основную информацию вступлений, нельзя представить оператор (FM) как преобразование, переводящее один участок сейсмограммы в другой, запаздывающий на время τ . Бесплезным является и отождествление фильтра (FM) , описывающего изменения отраженного сигнала, с оператором предсказания последующей части данных по предыдущей, и подмена дереверберационного фильтра $D = (1 - FM)$ оператором ошибки предсказания, как это сделано ранее (Peacock, Treitel, 1969; Козлов и др., 1973). Ядро $\mathcal{K}(t)$ невозможно найти из экспериментальных записей даже по винеровскому способу наименьших квадратов, так как оно имеет принципиально теоретический характер, но конструировать его нужно с учетом сейсмограммы.

Построим пример такого ядра. Предположим, что в момент времени t_0 на глубине h испущен δ — импульс. В первую очередь возбуждение от него дойдет до морской поверхности через время $\Delta\tau = \frac{h}{V}$, где V — скорость сигнала в воде, и явится генератором волны — спутника. Если предположить, что h достаточно мало, чтобы не учитывать расхождения, и поверхность моря охарактеризовать только коэффициентом отражения M , то форма волны — спутника есть $M\delta(t - t_0 - \Delta\tau)$. Глубина водного слоя будет принята равной $H = \frac{v\tau}{2}$. Большая по сравнению с неоднородностями дна длина волны, используемой в эксперименте,

делает отражение от донной поверхности почти зеркальным. Поэтому однократно рассеянные морским дном сигналы подходят к границе "вода - воздух" с конфигурацией:

$$-\frac{1}{\sqrt{t}} [k\delta(t-t_0-\tau) + R_M\delta(t-t_0-\tau-\Delta\tau)],$$

где $(-k)$ - коэффициент отражения от дна, а $\frac{1}{\sqrt{t}}$ - множитель, учитывающий расхождение. По определению функции Грина $\mathcal{K}(t)$, необходимо еще учесть преобразование импульсов на поверхности океана. Тогда:

$$\mathcal{K}(t) = -\frac{Mk}{\sqrt{t}}\delta(t-t_0-\tau) - \frac{M^2k}{\sqrt{t}}\delta(t-t_0-\tau-\Delta\tau). \quad (25)$$

Введем обозначения $R = \frac{Mk}{\sqrt{t}}$ и $R_1 = \frac{M^2k}{\sqrt{t}}$. Для получения дореверберационных фильтров первого и второго порядка осталось подставить данное $\mathcal{K}(t)$ в формулы (14) и (15).

Если в (25) использовать только первый член, мы получим общепринятый фильтр Бакуса (Bakus, 1959). Но и здесь физическая природа более ясна, так как множитель R , который у Бакуса считался коэффициентом отражения от дна, в нашем рассмотрении разбит на три компонента, один из которых $-k$ имеет этот же смысл, а два других детализируют физическую картину, указывая на уменьшение амплитуды сигнала с расстоянием и при отражении от водной поверхности. Так как в конкретных вычислениях R находится перебором, то такое расчленение мало изменяет расчеты, однако заметно сужает интервал поиска R .

Оператор, задаваемый ядром (25), обобщает фильтр Бакуса, подавляя, кроме многократного рассеяния на дне, реверберацию и от волны - спутника. Тем не менее для построения функции Грина (25) данного оператора использованы соображения, основанные на лучевом принципе. Более сильные фильтры, максимально очищающие сейсмическую запись, можно построить, учитывая, хотя бы частично, волновые эффекты и усложняя модель среды. Особенно это важно для случая мелкой воды, когда глубина моря сравнима с длиной волны и отражающая поверхность находится в ближней зоне от источника. Верхний предел повышения точности ядра $\mathcal{K}(t)$ наложен основным предположением о стационарности процесса отражения. Дело в том, что описание реверберации как последовательности однократных рассеяний не всегда эффективно (Басс, 1972).

Таким образом, для построенных общих дореверберационных фильтров (7) и (11) выделены границы применимости. Показано, что они обусловлены не конкретным видом модели одноразового рассеяния и, тем более, не частными построениями геологической структуры как набора нескольких слоев, лежащих под дном, а условием стабильности среды, предположением о природе реверберации как о группе однократных отражений. Ядро $\mathcal{K}(t)$ определено при этом через функцию Грина, которую можно рассчитать, зная граничные условия в данном объеме воды. Доказана возможность применения операторов (7) и (11) к реальной сейсмограмме.

Теперь еще раз убедимся, что конечность сейсмической записи во времени не мешает очищающему действию фильтра. Для этого применим $D=(1-FM)$ к сигналу, полученному в форме (1). Результатом является

$$(1-FM)\hat{S}(t) = S_i(t) - (FM)^{N+1}S_i(t). \quad (26)$$

Последнее слагаемое в правой части представляет собой отраженный сигнал $(N+1)$ -й кратности. По времени прихода он крайне удален от $S_i(t)$ и попадает в ту область данных, которая обычно не обрабатывается. Поэтому ограничение реверберации конечным числом актов рассеяния (Калинин, 1976) только

затрудняет построение дереверберационного оператора, мало изменяя результаты его применения.

Осталось доказать помехоустойчивость полученных фильтров, а именно, рассмотреть действие их на $Z(t) + \xi(t)$, где $Z(t)$ - сейсмограмма, а $\xi(t)$ - наложенная на нее ошибка. Для этого обратимся к формуле (2). По определению оператора (FM) , он переводит предыдущий рассеянный сигнал $S_j(t)$ в последующий $S_{j+1}(t)$, который по физическим соображениям не может быть больше $S_j(t)$. Другими словами, $S_{j+1}(t) = (FM)S_j(t)$ и $S_{j+1}(t)$ по амплитуде меньше, чем $S_j(t)$. Это показывает, что приложение (FM) к любой функции уменьшает ее величину (норма FM оператора (FM) меньше 1). Значит, от применения (FM) убывает по амплитуде сейсмограмма $Z(t)$, но убывает и ошибка $\xi(t)$. В результате суммарная погрешность от действия $(1 - FM)$ на $Z(t) + \xi(t)$ не превосходит 2ξ , где ξ - максимальная амплитуда в $\xi(t)$, и последнее число является верхним пределом ошибки. Таким образом, дереверберационный фильтр помехоустойчив и его можно использовать в вычислениях без корректирующих изменений и в этом он служит удачным исключением из множества обратных фильтров, большая часть которых перед своей постановкой требует регуляризации.

Литература

Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М., "Наука", 1972.

Калинин А.В. Теория, методика и техника сейсмоакустических исследований на море с электроискровым источником упругих волн. АДД. М., 1976.

Козлов Е.А., Гогоненков Г.Н., Лернер Б.Л. Цифровая обработка сейсмических данных. М., "Наука", 1973.

Ольшевский В.В. Статистические свойства морской реверберации. М. "Наука", 1966.

Backus M.M. Water Reverberations - Their Nature and Elimination "Geophysics", 1959, vol.24, No.82.

Kunetz G., Fourmann I.M. Efficient Deconvolution of Marine Seismic Records. - "Geophysics", 1968, vol.33, No.3.

Peacock K.L., Iven Treitel. Predictive deconvolution: Theory and Practice. - "Geophysics", 1969, vol.34, No.2.

СТРОЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ОКРАИН ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

А.А. Суворов, Э.Г. Жильцов, И.Г. Голтвяница

Отдельные профильные геофизические наблюдения выполнялись в рассматриваемом регионе, начиная с МГГ (Строение коры..., 1964). Однако лишь в последние годы с проведением площадных геофизических и геологических исследований появилась возможность полнее выяснить строение и провести структурное районирование региона.

В данной работе рассматривается строение в основном внутреннего склона желоба, в пределах которого на трех тектонических ступенях располагаются протяженные линейные структуры: Южно - Курильская синклиналь и Мало - Курильская антиклиналь (I ступень), внешняя синклиналь и фронтальная антиклиналь (II ступень), приосевой блок (III ступень).

Большая Курильская дуга в проливных зонах (рис. 1, ПР 3,7П,4,1П,2П) представлена отрогами островных горных сооружений, которые прослеживаются под водой на значительных удалениях от береговой черты. Это главным образом молодые вулканические образования, лишенные чехла рыхлых осадков. Лишь иногда встречаются толщи, обрывающиеся уступами высотой до 700 м (50 км, ПР 2 - 3). На лентах НСП здесь наблюдаются сильные донные отражения, кратность которых достигает 6-7. На ровных участках дна, кроме донных, никаких регулярных отражений не наблюдается. На крутых участках дна регистрируется множество дифрагированных волн от точек, расположенных как на линии профиля, так, по-видимому, и в стороне от нее. Интересный участок дна, по рисунку записи напоминающий "стиральную доску", зарегистрирован на 30 - 43 км ПР 2 - 3, расположенному вдоль тихоокеанской стороны о-ва Симушир (рис. 2). Точки дифракции располагаются на сейсмолентах выше ровного участка дна на 30 - 50 м, а годографы зарегистрированных дифрагированных волн имеют несимметричную, одностороннюю форму. Убедительного объяснения этому явлению пока не найдено.

Основными структурами южной части Большой Курильской дуги являются Докучаевская и Итурупская антиклинали, разделенные Екатерининской синклиной (Гаврилов, Соловьева, 1973). В ядрах антиклиналей обнажаются (мощностью свыше 2000 м) породы "зеленотуфового" комплекса, пропилизитизированные туфы, туфобрекчии, лавы и лавобрекчии среднего, основного и кислого состава, прорванные мелкими интрузиями диоритов и плагиогранитов. Возраст этого комплекса, по аналогии с формацией "зеленых туфов" Японии, считается нижнемиоценовым. На сейсмических разрезах он фиксируется как фундамент.

На крыльях антиклиналей залегают среднемиоценовые отложения ловцовской свиты и ее аналогов, представленные большей частью туфогенно - осадочными породами: песчаниками, алевролитами, диатомитами, реже гравелитами и конгломератами. На о-ве Кунашир в составе этой толщи (1200-1600 м) преобладают вулканогенные образования андезито - дацитового состава.

Екатерининская синклиналь выполнена туфогенно - осадочными, преимущественно грубообломочными, отложениями верхнего миоцена - плиоцена. В нижней части разреза (алехинская и камуйская свиты) развиты некрепкие пемзовые туфобрекчии, туфоконгломераты и туфопесчаники. Внутренний (островной) склон желоба наиболее представительно отражен в материалах НСП. Верхнюю часть его составляет обширное Южно - Курильское плато, поверхность которого погружается в северо - восточном направлении от 350 до 1000 м. На большей части плато расположена Южно - Курильская синклиналь. В разрезе осадочного чехла,

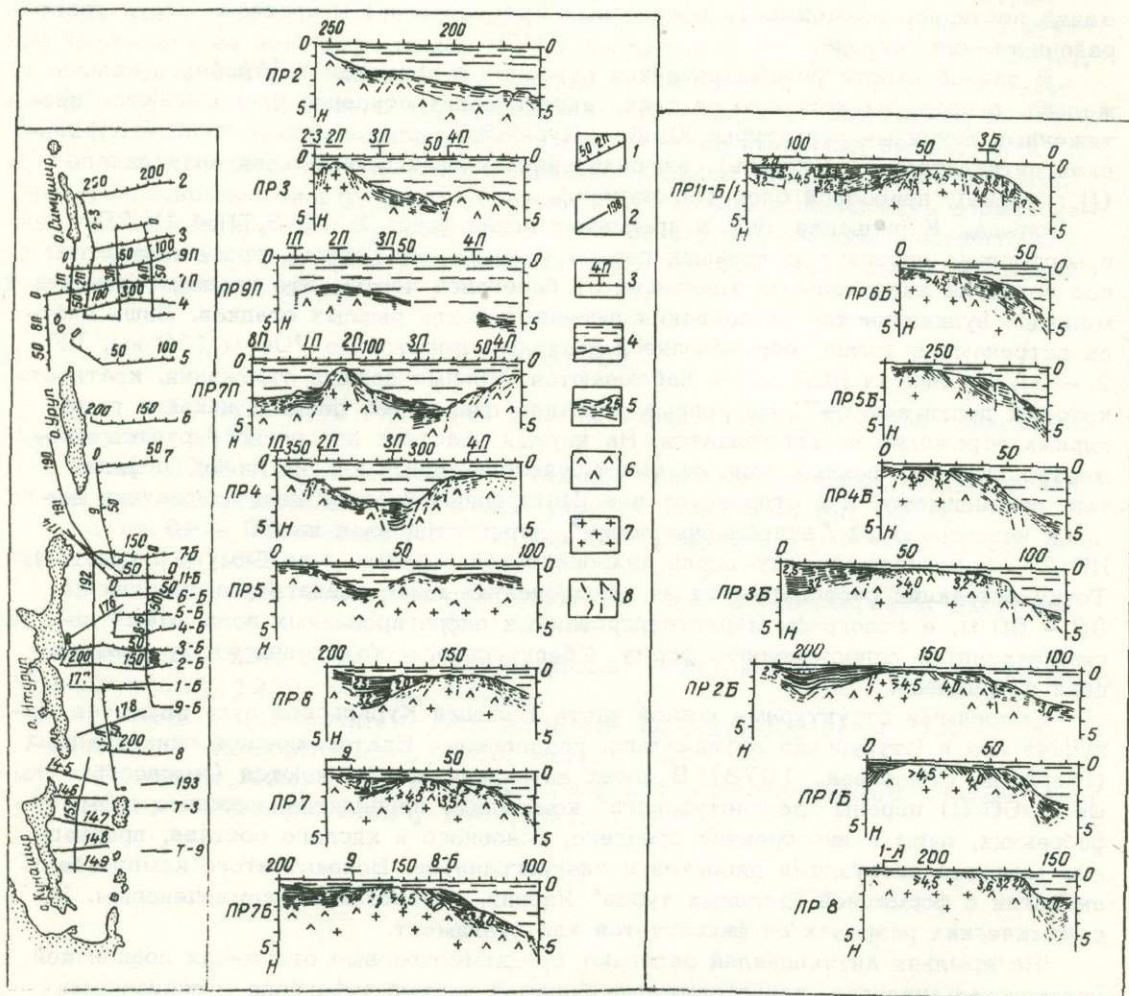


Рис. 1. Блок разрезов НСП в пределах подводных окраин южной части Курильской островной дуги (сост. А.А.Суворов, Э.Г.Жильцов, И.Г.Голтвяница): 1 - новые профили НСП; 2 - профили, выполненные до 1976 г.; 3 - точки пересечения профилей НСП; 4 - водная толща; 5 - осадочные отложения (цифры - среднее эффективная скорость в осадках); 6 - уплотненные осадочно-вулканогенные образования; 7 - акустический фундамент материкового типа; 8 - разломы (все размеры даны в км)

по данным НСП, выделяются две толщи слоистых осадков. Верхняя в центральной части синклинали имеет мощность 80 - 200 м. Отражающие границы в ней практически горизонтальны, но в прибортовых частях преобладает наклон в $1-2^{\circ}$. Отражающие границы внутри нижней толщи прослеживаются уверенно, образуя ряд пачек, которые в краевых частях синклинали срезаются подошвой верхней толщи. Углы наклона слоев на крыльях синклинали составляют в среднем $3-5^{\circ}$. Наблюдается выклинивание слоев, локальные поднятия и прогибы с амплитудой в несколько десятков метров и шириной от 2 до 7 км.

По отражающим границам, выходящим в краевых частях синклинали на поверхность дна или находящимся на незначительной глубине, выделен условный сейсмический горизонт, по которому построена схема изопакит (рис. 3). Максимальная мощность осадков над условным горизонтом 1000 - 1200 м на юге и 2000 м и более на траверсе о-ва Итуруп.

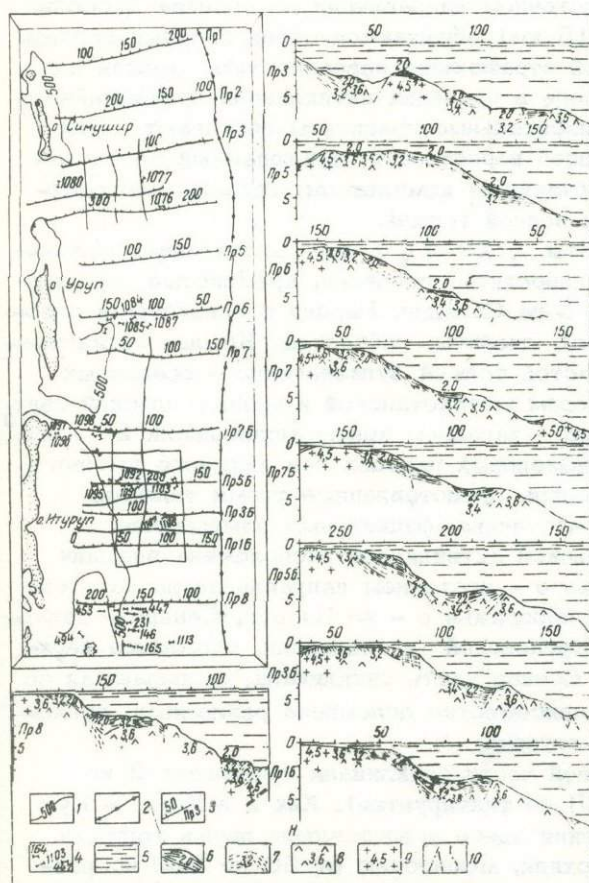


Рис. 2. Блок разрезов НСП на внутреннем склоне Курило - Камчатского желоба (сост. А.А.Суворов, Э.Г.Жильцов, И.Г.Голтвяница): 1 - изобаты, 2 - ось желоба, 3 - положение сейсмических профилей, 4 - положение станций драгирования, 5 - водная толща, 6 - рыхлые слоистые осадочные отложения (цифры - средне - эффективная скорость в них), 7 - уплотненные осадки, 8 - плотные осадочно-вулканогенные образования, 9 - акустический фундамент материкового типа (цифры - пластовые скорости соответствующих комплексов), 10 - разломы

Характерной особенностью магнитного поля этой синклинали является зона отрицательных аномалий (Кочергин, 1975). Отмечаются отдельные смещения оси отрицательного поля по простиранию. Наиболее четко это выражено в районе прол. Екатерины, что подтверждает предположение о крупном нарушении, ориентированном вкрест простирания островной дуги.

Нижняя осадочная толща, выполняющая Южно - Курильский прогиб, представ-

лена (Васильев, 1974) туфогенными алевролитами и туфодиадомитами. Эти породы несогласно перекрывают более древние образования, включая отложения среднего миоцена, и отличаются от последних меньшей крепостью, размером частиц и лучшей сортировкой. Среди туфогенно - осадочных пород местами присутствуют базальты, видимо, слагающие внутрiformационные покровы, а также прослойки мелкообломочных пемзовых брекчий и конгломератов. Возраст толщи, по многочисленным определениям диатомовых и спорово - пыльцевых комплексов, установлен как поздний миоцен - ранний плиоцен.

Верхняя толща трансгрессивно перекрывает все более древние отложения. Нижняя ее часть сложена плотными алевритами с рассеянной галькой и гравием. Алевриты имеют тот же состав, что и породы туфодиадомитовой толщи, за счет размыва которых они образовались, но лучше отсортированы, содержат большое количество пелитового материала и остатков морских организмов. Возраст комплекса - конец плиоцена - плейстоцен.

Мало - Курильская антиклиналь охватывает острова Малой Курильской гряды, прослеживаясь далее в северо - восточном направлении до пролива Буссоль. В ядре антиклинали узкой полосой (5-15 км) обнажаются очень плотные породы, кровля которых прослеживается жесткой отражающей поверхностью, дающей до шести кратных отражений. Магнитное поле в пределах антиклинали чрезвычайно интенсивное и дифференцированное, горизонтальные градиенты достигают сотни гамм на 1 км (Кочергин, 1975). По всей вероятности, наблюдаемый здесь характер поля связан с Шикотанским интрузивным комплексом, границы распространения которого оконтуриваются и под водной толщей.

По данным драгирования (Результаты..., 1977), в ядре антиклинали обнажаются метаморфизованные песчаники, алевролиты, роговики, кремнистые породы, сходные с породами новиковской свиты о-ва Сахалин. Наряду с осадочными породами встречаются граниты, граносиениты, диориты, габброиды. Крылья антиклинали, а местами и ее ядро сложены слоистой толщей вулканогенно - осадочных пород, аналогичных верхнемеловым породам матакотанской и малокурильской свит о - ва Шикотан. Наклон слоев на северо - западном крыле антиклинали $20 - 25^\circ$, на юго - восточном - $5 - 15^\circ$. На верхнемеловых породах без видимого углового несогласия залегают миоценовые отложения, представленные тремя толщами, с постепенными переходами и, очевидно, частичным фаціальным замещением.

К юго - востоку от Мало - Курильской антиклинали расположена внешняя синклиналь, ось которой проходит в северо - восточном направлении на расстоянии 110 - 120 км от тихоокеанского побережья о - ва Итуруп. Северо - западным бортом ей служит крыло Мало - Курильской антиклинали, сложенное верхнемеловыми и миоценовыми породами. Осевая часть синклинали, совпадающая со второй тектонической ступенью, почти повсеместно осложнена разломами, проходящими у тыльного шва и бровки этой ступени.

Мощность слоистых осадков в осевой части синклинали превышает 2 км (подошва осадочной толщи методом НСП не фиксируется). Как и в Южно - Курильской синклинали, осадочные отложения здесь представлены двумя толщами. Нижняя толща более дислоцирована, верхняя, мощностью от 50 до 200 м, развита только в осевой зоне синклинали и практически не дислоцирована. Нижняя толща представлена плотными пепловыми диатомовыми алевролитами с рассеянной галькой и норами ископаемых беспозвоночных животных. Возраст толщи, по данным диатомового анализа, установлен как поздний - ранний плейстоцен (Результаты..., 1977).

Юго - восточное крыло синклинали оборвано разломом, по которому происходит ее сочленение с фронтальной антиклиналью. Ось антиклинали проходит в северо - восточном направлении, совпадая с осевой частью поднятия, разделяющего вторую и третью тектонические ступени. Это поднятие хорошо выражено в рисун-

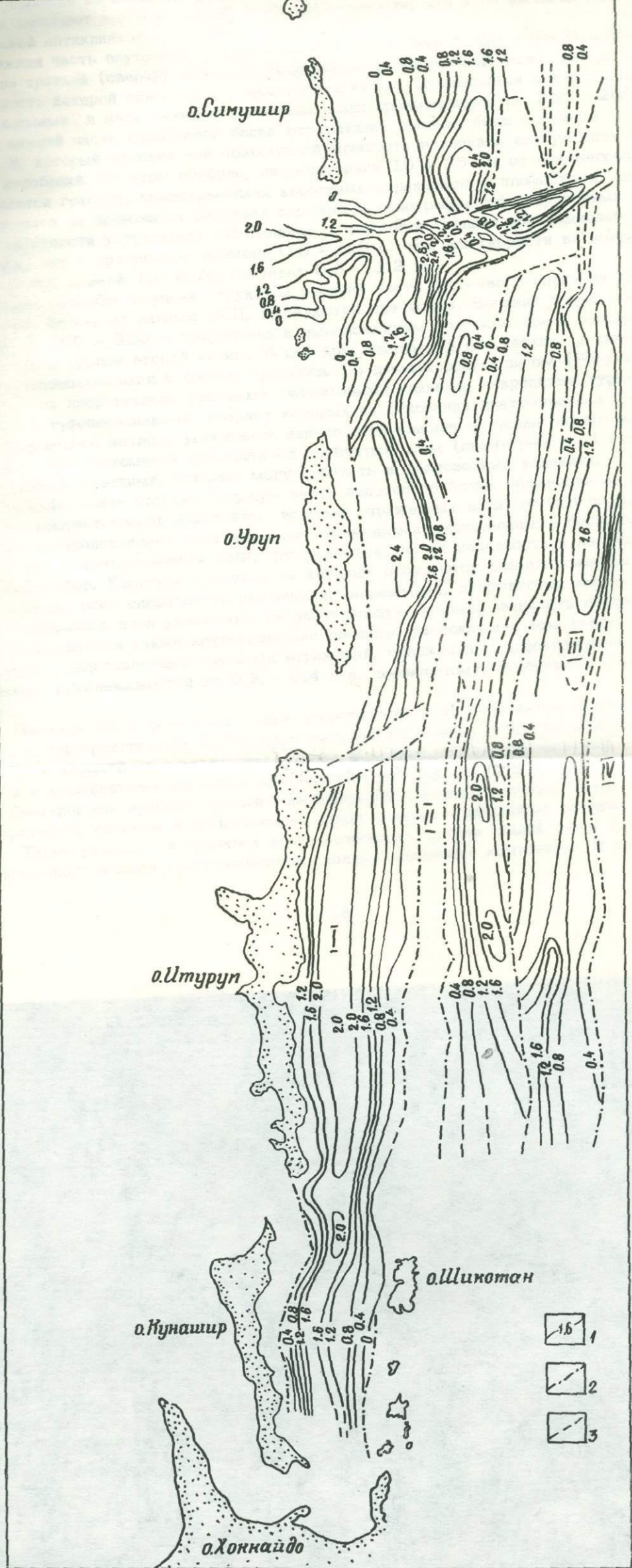


Рис. 3 Схема изопакит осадочной толщи. Составители: Э.Г. Жильцов, А.А. Суворов, И.Г. Голтвяница.

1. Изопакиты. 2. Разломные зоны. 3. Линии интерполяции.

ке сейсмической записи: здесь прекращается прослеживание четких отражающих горизонтов, сейсмический фон становится бледнее, появляются короткие отражающие площадки, увеличивается количество дифрагированных волн, наблюдается общая тенденция подъема всех площадок в сторону оси антиклинали. Отдельные отражающие площадки прослеживаются до глубин 2,0 – 2,5 км от поверхности дна, нижняя граница осадочного комплекса не фиксируется.

Драгирование показало развитие здесь крепких скальных пород: кварцито-видных песчанников, роговиков, кремнистых пород, глинистых сланцев, зеленокаменноизмененных эффузивов, сиенитов, гранитов, диоритов и т.д.

На крыльях антиклинали развиты верхнемеловые и несеновые отложения, которые залегают здесь в той же последовательности, что и на крыльях Мало – Курильской антиклинали.

Нижняя часть внутреннего склона желоба на глубине 5500 – 6800 м, представлена третьей (сверху) тектонической ступенью (приосевой блок), холмистая поверхность которой ниже плавно переходит в склон, осложненный пологими валами, холмами и западинами с относительными превышениями до 100 – 200 м.

В нижней части приосевого блока отражающие границы были получены только на ПР 8, который пройден при повышенной мощности источника возбуждения упругих колебаний. На этом профиле, на расстоянии 10 – 25 км от оси желоба, наблюдается граница, представленная короткими отражающими площадками, фиксирующимися на временных разрезах вершинами годографов дифрагированных волн, по интенсивности уступающих отражениям от дна. Эта граница прослеживается параллельно дну с интервалом времени 0,5 – 0,8 с, что при скорости во вмещающих породах, равной 1,6 км/с, составит 0,8 – 1,2 км.

Более подробно изучена структура верхней части приосевого блока на полигоне К-2. Здесь, по данным НСП, выделяются две толщи. Верхняя толща мощностью до 200 – 300 м приурочена к выположенным участкам дна и заполняет понижения в кровле второй толщи. В ней прослеживается ряд четких протяженных границ, поднимающихся к бортам прогибов. По данным драгирования (Результаты..., 1977), она представлена плотными диатомовыми глинами, некрепкими туфодиадомитами и туфопесчаниками, возраст которых на основании диатомового и спорово – пыльцевого анализа установлен как поздний плиоцен – ранний плейстоцен. В глинах и туфодиадомитах наблюдаются трубчатые норы (диаметром до 1 см) беспозвоночных животных, которые могут обитать в мелководных условиях.

Нижняя толща слагает большую часть приосевого блока. Мощность ее изменяется соответственно вариациям времени отраженных волн от 0,8 до 2,8 с, а подошва представлена многофазными отражениями, осложненными большим количеством дифрагированных волн, что указывает на ее неровность и наличие крутых перегибов. Короткие границы, на которых образуются дифрагированные волны, наличие осей синфазности различного направления, прерывистая запись слабых отраженных волн указывают на значительную дислоцированность отложений.

Наблюдаются также крутопадающие границы, пересекающие всю толщу. Эти границы, представленные группами отражений, осложненных дифрагированными волнами, прослеживаются до 0,3 – 0,4 с и, по-видимому, отображают собой разломы.

Верхняя часть осадочной толщи представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфогравелитами. Сейсмоакустический фундамент, подстилающий осадочную толщу, в верхней части приосевого блока выполнен метаморфизованными осадочными и кремнистыми породами предположительно довернемелового возраста и верхнемеловыми вулканогенными образованиями среднего состава. Среди первых встречаются сиениты и граносиениты, среди вторых – кварцевые диориты.

Таким образом, в пределах всего островного склона южной части Курило – Камчатского желоба прослеживаются сходные осадочные комплексы. В верхней

части разреза, нивелируя неровности дна, залегает самая низкоскоростная тонкослоистая пачка осадочных отложений. Мощность ее закономерно убывает с увеличением глубины моря и становится минимальной на третьей ступени. Ниже залегает вторая толща осадочных отложений. Эта толща имеет незначительное несогласие с первой. Она менее всего нарушена в пределах Южно - Курильской синклинали и прилегающего крыла Мало - Курильской антиклинали. Значительное смятие и нарушение эта толща испытывает в пределах внешней синклинали, фронтальной антиклинали и приосевого блока островного склона, а в районах правого крыла фронтальной антиклинали и приосевого блока выходит на поверхность дна. Мощность ее, вероятно, остается постоянной, независимо от глубины моря. Породы мелового возраста выходят на поверхность дна в ядре Мало - Курильской антиклинали, фронтальной антиклинали и, возможно, на некоторых профилях в приосевом блоке.

По всему склону на сотни километров прослеживаются разломные зоны. Можно полагать, что чем больше линейные размеры нарушения, тем глубже оно проникает в земную кору. Поэтому, вероятно, островной склон расчленен по крайней мере тремя глубинными разломами, образующими на склоне три ступени, расположенные на различных батиметрических уровнях. Наличие на юго - восточном крыле Мало - Курильской антиклинали ненарушенных тонкослоистых осадочных отложений послеверхнемелового возраста, выходящих на поверхность дна под углом $10 - 15^{\circ}$, позволяет предполагать время заложения верхнего разлома, которое соответствует времени начала образования верхней ненарушенной осадочной толщи.

Литература

Васильев Б.И. О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. - "ДАН СССР", 1974, т.219, № 6.

Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно - осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. М., "Наука", 1973.

Кочергин Е.В. Аномальное магнитное поле акватории Тихого океана, прилегающей к южной группе Курильских островов. - Труды СахЖНИИ, 1975, в.38.

Результаты геолого - геофизических исследований по выбору мест заложения буровых скважин в Курило - Камчатском желобе. Отчет, ВИНТИ, 1977, Б607066.

Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

А.С. Сваричевский, В.Л. Ломтев, В.Н. Патрикеев

Перестройка литосферы, происходящая на границе Тихого океана с активными континентальными окраинами (Drake, Burk, 1974), должна сопровождаться активизацией рельефообразующих процессов, как эндогенных, так и экзогенных. Формирующийся при этом характерный геоморфологический комплекс сопряженных форм — дугообразный горный хребет (типа "кордильеры") и глубоководный желоб, очевидно, отражает все изменения за период его формирования. Курильский глубоководный желоб в цепи подобных образований Тихоокеанского подвижного пояса представляет собой типичное звено, но до недавнего времени его геоморфологическое изучение сводилось в основном к выявлению морфографических и морфометрических закономерностей. Генетическая интерпретация выявленных форм производилась на основании изучения самого верхнего маломощного (первые десятки метров) слоя осадков и отрывочных литологических данных (Удинцев, 1955). При этом методика геоморфологического анализа в большинстве случаев не освещалась.

В 1976 г. в южной части Курильской гряды учеными СахКНИИ ДВНЦ АН СССР проводились комплексные геолого — геофизические исследования, в том числе и геоморфологические. Применение новой специальной и навигационной аппаратуры, совершенствование техники наблюдений и обработки данных (Ломтев, Патрикеев, 1978) позволили не только уточнить представление о рельефе рассматриваемого района, но на базе более современной методики геоморфологического анализа строже подойти к вопросу о генезисе отдельных форм подводного рельефа и их элементов.

Аппаратура и техника наблюдений

Геоморфологические наблюдения выполнялись дистанционными сейсмоакустическими методами, включающими гидролокацию в режиме эхолотирования и геолокацию методом отраженных волн в модификации непрерывного сейсмического профилирования (НСП). Эхолотирование осуществлялось эхолотом НЭЛ-6 с углом при вершине конуса зондирующего ультразвукового сигнала около 20° . Замена самописца эхолота приемным фототелеграфным аппаратом (ФАК), в соответствии с известными рекомендациями (Удинцев и др., 1962), позволила повысить глубинность и точность измерения времени прихода зондирующего импульса. Геолокация велась электроискровой установкой "Волна" с мощностью разряда 150 — 240 кДж (Лукьянов и др., 1968; Суворов и др., 1978). По глубине проникновения зондирующего импульса использованный геолокатор относится к III классу (Дубров, 1967). Для географической привязки материалов наблюдений обеспечивалась точность обсервации 0,2 мили.

Структурно—геоморфологический анализ

Геоакустическая локация дает достаточно подробные сведения не только о рельефе дна, но и о более древних погребенных поверхностях. Это позволяет для генетической интерпретации рельефа широко применять структурно—геоморфологический анализ, достаточно подробно разработанный для платформенных областей суши (Чемеков, 1972; Чемеков, Галицкий, 1974) и постепенно проникающий в практику морских геоморфологических исследований. Содержание этого метода заключается в анализе взаимоотношений современного рельефа поверхности литосферы с ее геологической структурой на различных гипсометрических уровнях и сопоставлении выявленных зависимостей с известными аналогичными соотношениями. Применение данного метода для подводных условий возможно лишь при условии качественного сходства протекания процессов морфогенеза под водой и на суше, обусловленного единством основных движущих сил рельефообразования — тектонических и гравитационных. Количественные характеристики рельефообразующих процессов в силу неодинаковых свойств окружающей среды могут значительно различаться. Теоретической основой генетической интерпретации служили представления о необходимости раздельного анализа поверхности литосферы и ее формы (рельефа), впервые выдвинутые В.В.Ермоловым (1964).

Современная поверхность формируется главным образом экзогенными геологическими процессами — сносом и отложением обломочного материала. Тектонические поверхности существуют в крипструктуре, за исключением небольших поверхностей скольжения в достаточно прочных и устойчивых к разрушению породах или стенок свежих сейсмостектонических уступов и трещин, еще не подвергшихся разрушению.

Рельеф современной кровли литосферы представляет собой следствие взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов, причем результат противодействия возможен в пользу как эндогенных, так и экзогенных процессов. Тектоническая составляющая морфогенеза охватывает всю толщу литосферы¹ и генерируется в глубоких недрах Земли. Ее влияние распространяется снизу вверх. По этой причине нижележащие слои со временем, как правило, деформируются в большей степени, чем вышележащие. Сравнение соизмеримых форм кровли литосферы с глубинными поверхностями позволяет качественно оценить преобладание того или иного фактора морфогенеза.

Отнесение поверхности дна к той или иной генетической категории производилось на основании характера соотношения ее с приповерхностной структурой. Вполне очевидно, что здесь теоретически вероятны два основных варианта соотношения структур: конформное и дисконформное. Конформность поверхности с организующей ее структурой означает сингенетичность их образования, что наблюдается при различных типах аккумулятивной деятельности. Дисконформное соотношение означает эпигенетический, наложенный характер поверхности относительно нижележащих геологических тел, что указывает на формирование ее в результате денудационных процессов. В подводных условиях такие выработанные поверхности обусловлены абразионной деятельностью активного волнового воздействия в зоне заплеска, эрозионной деятельностью подводных течений и мутьевых потоков,

¹ Исключением, очевидно, являются случаи горизонтального перемещения геологических тел с образованием пологих надвигов, а также случаи экзогенной складчатости (гравитационная тектоника), когда деформации верхних структурных этажей не захватывают глубинные слои.

гравитационным оползанием или обваливанием склонов. Степень конформности морского дна с подстилающей структурой может быть различной, но чем меньше залегание осадочных слоев отличается от наклона поверхности, тем неоднороднее становится ее генетическая интерпретация. Так, отличить отпрепарированную поверхность древнего седиплена (по терминологии Ю. А. Мещерякова, 1955) от аккумулятивной поверхности молодого седиплена только по структурному признаку практически невозможно.

Отнесение рельефа морского дна к той или иной генетической категории производилось путем сравнения форм его поверхности с соизмеримыми формами наиболее глубоких из наблюдаемых поверхностей напластования. Другими словами, выявлялся унаследованный или наложенный характер современных форм. Конечно, наиболее эффективно такое сравнение с рельефом подошвы осадочных толщ, залегающих на породах структурного комплекса, испытавшего полное смятие, однако технические возможности не всегда позволяли проследить такую поверхность.

При сравнении теоретически возможны три основных варианта соотношений: это полное соответствие форм снизу доверху, неполное соответствие и полное несоответствие. Полное соответствие, очевидно, возможно в случае постседиментационных тектонических деформаций осадочных слоев при отсутствии влияния факторов экзогенного морфогенеза, что практически в природе встречается крайне редко (Спиридонов, 1970). Неполное соответствие сравниваемых форм возможно при конденудационных или конседиментационных деформациях (по терминологии С. С. Шульца, 1976). В подобных случаях преобладают эндогенные рельефообразующие процессы и образуется прямой рельеф. Полное несоответствие сравниваемых форм представляет собой случай инверсионного рельефа с преобладающим значением факторов экзогенного морфогенеза, т. е. случай компенсации или даже перекомпенсации эндогенных процессов экзогенными. При этом неровности поверхности можно рассматривать как следствие седиментационной или денудационной "складчатости", если понимать складки как любой изгиб независимо от его происхождения (Шульц, 1976).

Выделенные основные варианты соотношения рассматривались как признаки соответственно эндогенных, эндогенно обусловленных и экзогенных форм независимо от их размеров. Более детальная классификация геоморфологических объектов производилась на основе обычных геоморфологических и геологических признаков.

Рельеф южной части Курильского желоба

Многие черты морфографии южной части Курильского желоба достаточно хорошо известны (Удинцев, 1955, 1957; Затонский и др., 1961). Это — наличие подводного хребта Витязя с выровненной вершинной поверхностью, снижающейся по направлению к средней части Курильской гряды и распадающейся на ряд последовательных ступеней (Удинцев, 1957), и форма глубоководного желоба, в южной части которого выделена зона максимального углубления. Новые данные о рельефе южной части Курильского желоба и сопряженных с ним районов Тихого океана позволяют выделить более мелкие элементы рельефа и внести изменения в существовавшие ранее представления. Так, хребет Витязя имеет более ограниченное распространение, чем это принималось ранее (Удинцев, 1955, 1957). Южная его часть видимой связи с подобным горным сооружением на севере Курильской горной системы почти не имеет, что послужило признаком их самостоятельности (Затонский и др., 1961). Поэтому в дальнейшем рассматриваемая часть внешнего хребта будет именоваться Ю ж н ы м х р е б т с м

В и т я з я. К юго-западу от прол. Фриза происходит значительное сокращение прикурильского склона этого хребта до полного исчезновения, в связи с чем само выделение здесь хребта, очевидно, не правомерно. Поэтому в дальнейшем эта часть Курильской горной системы у о-ва Итуруп будет именоваться **п л а т о В и т я з я.**

Южная часть Тихоокеанского склона Курильской гряды представлена фрагментами Большой Курильской гряды, Южным хребтом и плато Витязя, а также межгорными впадинами - Урупской и Буссоль. Южная часть Большой Курильской гряды включает Итурупский и Урупский хребты, разделенные внутригорной депрессией Фриза. Хребты объединены общим основанием и возвышаются над уровнем моря в виде одноименных островов. Юго - восточные подводные склоны Урупского хребта достигают высоты 2500 м при наклоне поверхности 5°. На юго - западе происходит значительное уменьшение их высоты и выполаживание. У о-ва Итуруп высота тихоокеанского подводного склона Итурупского хребта составляет всего 100 м.

В верхней части подводного склона хребтов выработаны субгоризонтальные поверхности выравнивания (шельфы). Внешние их бровки располагаются на отметках 110 - 155 м.

Внутригорная депрессия Фриза пространственно совпадает с одноименным проливом, глубина которого превышает 500 м.

Урупская впадина отчетливо видна лишь у о-ва Уруп. Она вытянута вдоль Урупского хребта в виде широкого желоба. Протяженность впадины составляет 160, а ширина 70 км. В северо - восточной части впадина углубляется и небольшим пологим уступом отделяется от впадины Буссоль.

Межгорная впадина Буссоль располагается юго - восточнее одноименного пролива. Она имеет изометричную форму и узкими проходами открыта к Охотскому морю и Тихому океану. Из всех межгорных впадин Курильской гряды она самая глубокая, причем увеличение глубины от 2500 до 6000 м происходит в субширотном направлении к Тихому океану. Дно впадины Буссоль занято одноименной подводной долиной, которая состоит из двух крупных участков, различающихся как своими морфометрическими характеристиками, так и общим простиранием. Верхняя часть долины ориентирована в северо - восточном направлении вдоль простирания Урупского хребта и хребта Витязя. На этом отрезке долина имеет V - образное асимметричное поперечное сечение (прижата к южным склонам), у островов Черные Братья она круто поворачивает на восток - юго - восток, огибая с северной стороны отроги Южного хребта Витязя. После поворота долина резко расширяется и ниже устья Южно - Симуширского каньона (Леонидова, 1974) приобретает корытообразный поперечный профиль. Ширина плоского днища на этом участке превышает 1,5 - 2 км. Асимметрия долины здесь сохраняется и выражается в превосходстве правой стенки над левой по высоте и крутизне. Устье долины Буссоль расположено, вероятно, в пределах первой глубоководной ступени на глубине 6000 м.

Хребет Витязя ограничивает Урупскую впадину со стороны Тихого океана. Он прослеживается от межгорной впадины Буссоль до поперечной внутригорной депрессии Фриза. В этих пределах длина Южного хребта Витязя составляет 220 км. С северо - востока на юго - запад происходит его сближение с горными сооружениями Большой Курильской гряды. Курильский склон, ограничивающий хребет со стороны межгорных впадин, в юго - западном направлении постепенно уменьшается по высоте. Максимальная высота его отмечена в нижнем течении долины Буссоль, где она превышает 3500 м. Вершина Южного хребта Витязя расчленена крупными долинами и уступами на ряд блоков. Величина врезки наиболее значительных долин достигает 400 м, а высота уступов - 250 м.

Вершины этих блоков в различной степени выровнены и представляют собой пологовыпуклые плато, в виде ступеней снижающихся в северо - восточном направлении (рис. 1, ПР VI). Количество таких ступеней больше, чем выделено Г.Б.Удинцевым (1957). Вместе с тем наблюдается снижение уплощенной вершины в обе стороны от оси хребта.

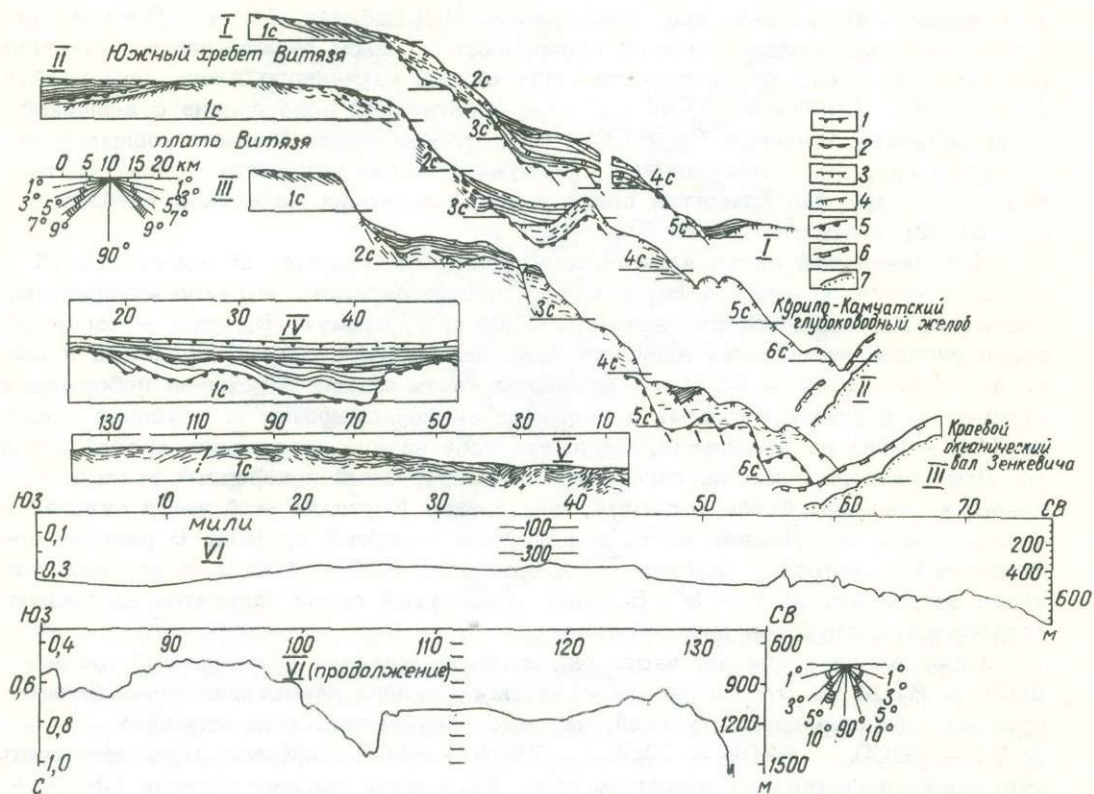


Рис. 1. Временные сейсмогеологические разрезы (1-У) и батиметрический профиль (У1). Кровля геоакустических комплексов: А(1), Б(2), В(3), Г(4), Д(5), О(6), Ф(7). Искажение масштабов: на разрезах - 1: 10, на профиле - 1: 8,5

Плато Витязя расположено к югу от впадины Фриза на продолжении платообразной вершины Южного хребта Витязя. Длина его выровненной площадки достигает 180 км, а ширина - 70 км. Вдоль северо - западного края этой площадки возвышаются вершины Итурупского хребта Большой Курильской гряды. Граница между ними проходит по тыловому шву на глубине 215 - 260 м. В этих пределах плато имеет пологовыпуклую вершину, делящуюся на две основные зоны: тыловую, прилегающую к Итурупскому хребту, и фронтальную, обращенную к океану. В тыловой зоне расположены слабоволнистые слегка вогнутые равнины с относительным понижением 60 - 140 м. Фронтальная зона представлена слегка выпуклыми равнинами, полого наклоненными в сторону океана. До глубины 475 - 600 м здесь расположены слабовыпуклые равнины с редкими невысокими уступами, а ниже находятся пологие бугристые равнины с много-

численными поперечными ложбинами, уступами и грядами. Глубина над внешним краем плато Витязя варьирует в значительных пределах — от 500 до 1160 м. Отчетливость и батиметрическое положение его бровки зависят от крутизны тихоокеанского склона: чем круче склон, тем выше бровка расположена и более резко очерчена.

Вершина плато Витязя вместе с выровненными участками вершины Южного хребта Витязя, очевидно, представляет собой фрагменты единой поверхности выравнивания — аваншельфа (по терминологии В.Д. Дибнера, 1974). Морфология и батиметрическое положение этой поверхности в целом обнаруживают значительное сходство с вершинной поверхностью хорошо изученного Алеутского хребта (Gates, Gibson, 1956), а ее фронтальная зона сходна с вершиной возвышенности Академии Наук СССР в Охотском море. Обилие сходных черт в морфологии, батиметрическом и пространственном положении роднит плато Витязя с другими краевыми плато подводных окраин материков (Хейзен и др., 1962; Hoshino, 1975).

Тихоокеанский склон Южного хребта и плато Витязя образуют единый сложный уступ, который делится на три части: верхнюю, выпукло — вогнутую, часть склона, среднюю, ступенчатую, и нижнюю, прямую. Выпукло — вогнутый склон располагается ниже внешнего края вершинной поверхности хребта и плато до глубин 2000 — 3000 м. Выпуклая часть склона осложнена небольшими ступенями, крутыми уступами и изрезана многочисленными, с глубиной вреза до 100 — 200 м. ложбинами, берущими свое начало на вершине хребта и плато. Для некоторых ложбин характерен асимметричный поперечный профиль с правыми стенками, более пологими, чем левые. Крутизна этой части склона составляет 5 — 6°. Нижняя часть приобретает вогнутый профиль. В рельефе появляется бугристость, ложбины углубляются до 200 — 400 м, а крутизна его здесь возрастает до 6 — 9°. Выпукло — вогнутый склон опирается на первую региональную глубоководную ступень.

Средняя, ступенчатая, часть склона располагается в интервале глубин 2000 — 8100 м. Эта часть тихоокеанского склона характеризуется обилием крупных глубоководных ступеней, которые располагаются на глубинах 2000 — 6000, 6200 — 7300, 7500 — 8100 м. Кроме того, выделяется ряд менее значительных площадок (рис. 2). Самая верхняя ступень (2000 — 6000 м) имеет длину около 400 км, ширина ее колеблется от 4 — 6 до 20 — 30 км. В северо — восточном направлении происходит закономерное увеличение глубины ее залегания. К востоку от о-ва Игуруп изменение глубины происходит скачкообразно. Здесь удается выделить три самостоятельных фрагмента ступени на глубинах 3150 — 3300, 3800 — 4600 и 4100 — 4500 м, разделенных уступами, вдоль которых трассируются подводные долины. В рельефе площадок этих глубоководных ступеней выделяются внутренние впадины и внешние валобразные возвышенности. Внутренние впадины обычно имеют корытообразное сечение с плоским дном шириной 4 — 6 км. Реже встречаются впадины с V — образным поперечным профилем. В этих впадинах заканчивается большинство подводных долин, образующих, вероятно, многочисленные конусы выноса. Внешние возвышенности поднимаются над уровнем впадин на высоту 150 — 300 м. В некоторых случаях они представляют двойную цепь холмов.

Более глубокие ступени на тихоокеанском склоне имеют сходную морфологию, однако протяженность их неодинакова. Так, ступень на глубинах 6200 — 7300 м прослеживается практически вдоль всего обследованного склона, а ниже расположенная ступень с отметками 7500 — 8100 м имеет фрагментарное распространение. Ширина их также изменчива, но не превышает 10 — 20 км. Площадки этих глубоководных ступеней наклонены под углом 1–2°. Самая ниж-

няя из рассматриваемых ступеней юго - восточнее о-ва Уруп непосредственно или через серию более мелких площадок граничит с приосевой частью глубоководного желоба. Приосевая склон прямой и отличается большей крутизной, чем вышележащий ($6 - 10^\circ$). Приосевая часть желоба асимметрична: внутренний склон круче внешнего, что характерно и для поперечного профиля желоба в целом (Удинцев, 1955).

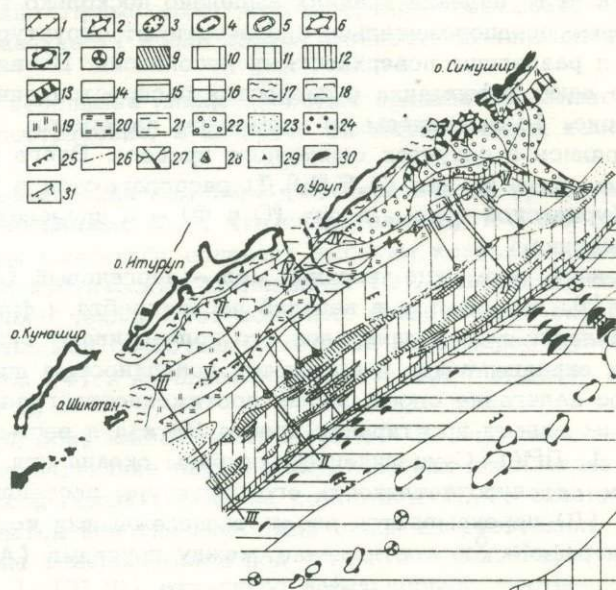


Рис. 2. Геоморфологическая схема южной части Курильского глубоководного желоба. **Тектонически обусловленные формы:** 1 - приосевая часть глубоководного желоба, 2 - хребты, 3 - межгорные впадины, 4 - крупные внутригорные впадины, 5 - мелкие внутригорные впадины, 6 - возвышенность аваншельфа, 7 - абиссальные возвышенности, 8 - конические горы, 9 - валообразные возвышенности глубоководных ступеней. **Континентальные склоны желоба:** 10 - пологие выпукло - вогнутые, 11 - пологие ступенчатые, 12 - прямые, средней крутизны, 13 - прямые крутые. **Океанический вал:** 14 - субгоризонтальные холмистые равнины, 15 - ступенчатые наклонные равнины, 16 - равнины ложа океанической котловины. **Выработанные поверхности выравнивания:** а) абразионные: 17 - плоские равнины шельфа, 18 - вогнутые равнины аваншельфа (тыловая зона), 19 - выпуклые равнины аваншельфа (фронтальная зона), 20 - слабонаклонные бугристые равнины аваншельфа (фронтальная зона); б) созданные придонными течениями: 21 - вогнутые равнины. **Насыпные поверхности, аккумулятивные равнины дна:** 22 - межгорных впадин, 23 - внутренних впадин глубоководных ступеней, 24 - глубоководного желоба. **Прочие формы:** 25 - уступы, 26 - оси внутренних впадин глубоководных ступеней, 27 - долина, 28 - конусы выноса, 29 - абразионные останцы, 30 - ступени океанического вала, 31 - положение профиля и разрезов, приведенных на рис. 1

Курило - Камчатский глубоководный желоб образован склонами краевого океанического вала вместе с противолежащим тихоокеанским склоном Курильской гряды. Желоб имеет как V - образную, так и корытообразную форму, при этом ширина плоского, слегка наклоненного к востоку дна достигает 4-5 км. Измеренные максимальные глубины желоба не превысили 9565 м, что вполне

согласуется с максимальной глубиной желоба, определенной ранее (Михайлов, 1970).

Геоакустические комплексы

В рассматриваемом районе по характеру сейсмической записи (протяженность отражающих границ, сравнительная интенсивность отражений, степень деформированности и углы падения границ) выделено несколько геоакустических комплексов, которые предположительно соответствуют структурно - формационным комплексам и разделены поверхностями несогласия. В связи с тем, что результаты НСП не дают информации о скоростях распространения упругих волн в среде, разрезы (рис. 1) выполнены во временном измерении, мощности осадков на которых измерялись в секундах одинарного пробега. Всего выделено семь комплексов, причем пять из них (А, Б, В, Г, Д) располагаются в пределах тихоокеанского склона Курильской гряды, а два (О и Ф) - в пределах краевого океанического вала Зенкевича.

Наиболее древний, возможно верхний мел - неогеновый (Результаты..., 1977), комплекс (Д) выделяется в верхней части хребта и фронтальной части плато Витязя. Наклонно залегающие слои его подчеркивают антиклинальное строение хребта и окраины плато и срезаются поверхностью дна. Для комплекса характерны крутое залегание слоев, малая протяженность границ, слабая деформированность их вкост простираения хребта Витязя и весьма существенная вдоль него (рис. 1, ПРV). С увеличением глубины океана при прослеживании комплекса вниз по склону отчетливость его структуры постепенно уменьшается. Нижний комплекс (Д) перекрывается всеми вышележащими комплексами (А, Б, В, Г), стратиграфическое соотношение между группами (А, Б) и (В, Г) пока не ясно.

По направлению к Большой Курильской гряде в межгорных впадинах Урупской, Буссоль и Фриза, а также в тыловой части плато Витязя нижний комплекс (Д) несогласно перекрыт двумя трансгрессивно налегающими геоакустическими комплексами (А, Б), которые разделены между собой поверхностью размыва.

Для нижнего из них, комплекса (Б), характерны чередование протяженных слоев с различной акустической жесткостью и относительно слабая деформированность. Непосредственный контакт комплекса (Б) с подстилающим комплексом (Д) обнаружен лишь во фронтальной части плато Витязя. При выходе на поверхность дна слои комплекса срезаются. Мощность комплекса (Б) составляет 0,3 - 0,4 с.

Верхний комплекс (А) отличается субгоризонтальным залеганием слоев и значительной протяженностью отражающих границ. Поверхность дна в тыловой части плато, в отдельных небольших западинах, субпараллельна слоистости, тогда как на повышенных участках она срезает слои. В межгорных впадинах она также субпараллельна слоистости, что уже отмечалось ранее (Снеговской, 1974). Мощность комплекса (А) на склонах межгорных впадин сокращается вплоть до полного выклинивания, а в приосевой части впадин она достигает 0,4 - 0,5 с. В целом суммарная мощность комплексов (А, Б) вдоль Большой Курильской гряды в северо - восточном направлении сокращается, приводя к общему снижению поверхности дна. При этом несогласие между ними и дисконформность относительно кровли осадочного чехла постепенно с глубиной уменьшается, а к северо-востоку от мыса Ван-дер-Линда (о-в Уруп) полностью исчезают.

Геоакустические комплексы (В, Г) выделяются на тихоокеанском склоне плато и Южном хребте Витязя. Нижний из них, комплекс (Г), выделяется в пределах нижних глубоководных ступеней и в основании различных уступов склона.

Этот комплекс характеризуется отсутствием четких отражающих границ и представляет собой акустически прозрачную толщу. На верхней глубоководной ступени он залегает непосредственно на породах древнего геоакустического комплекса (Д). Мощность комплекса варьирует в значительных пределах (от 0,5 до 1,0-1,5 с).

Верхний комплекс (В) выполняет внутренние впадины верхней глубоководной ступени, залегая на породах, объединенных в комплексы (Г и Д). Для него характерны резкие отражающие границы средней протяженности и изменение акустической жесткости вдоль слоев. Мощность комплекса не превышает 0,8 - 1,0 с.

Отдельные небольшие линзы слоистых осадков на склоне, которые имеют локальное распространение, в качестве самостоятельных комплексов не рассматриваются.

Нижний океанический комплекс (Ф) акустически прозрачен и характеризуется обилием дифрагированных волн, что свидетельствует о его значительной раздробленности. Кровля комплекса обладает высоким коэффициентом отражения. Сверху он перекрыт геоакустическим комплексом (О), известным под названием океанического осадочного чехла. Этот комплекс представляет собой слоистую толщу со слабыми отражающими свойствами, которая равномерно облегаёт неровности кровли комплекса (Ф) и изредка прорывается им. Мощность комплекса составляет 0,6 - 0,7 с.

В приосевой зоне южной части Курило - Камчатского глубоководного желоба зафиксировано налегание двух геоакустических комплексов тихоокеанского склона Курильской гряды (Г, Д) на комплексы (О, Ф) океанического вала. Последние прослеживаются под тихоокеанский склон на расстояние до 10 - 12 км, а их кровля падает на северо-запад под углом 5 - 7°. На одном из приведенных разрезов (рис. 1, ПР III) отчетливо зафиксировано соотношение всех четырех комплексов. Таким образом, поверхность приосевой части тихоокеанского склона в целом согласуется с рельефом кровли древнего комплекса (Д) и резко несогласна границам океанических комплексов (О, Ф).

Некоторые закономерности строения и развития рельефа тихоокеанского склона южной части Курильской гряды

Очевидно, ни у кого не вызывает сомнения тот факт, что все главные элементы рельефа южной части Курильской гряды представляют собой тектонически обусловленные формы, поверхность которых претерпела существенную трансформацию в результате действия экзогенных процессов. Это положение подтверждается результатами сопоставления поверхности дна с кровлей структурно - формационного комплекса, соответствующего геоакустическому комплексу (Д).

Существует несколько представлений о характере тектонических движений, приведших к формированию современных крупных хребтов, межгорных впадин, глубоководных ступеней. Представление о Курильской гряде как крупной складке напора, возникшей на границе двух сближающихся литосферных плит, противоречит данному о слабой дислоцированности океанического чехла на склоне краевого океанического вала, горизонтальности слоистости осадков на дне желоба, а также факту отсутствия результатов "сдирания" океанического чехла при поддвижении океанической плиты.

Существуют возражения и по поводу представлений о чисто сбросовой природе глубоководных ступеней на тихоокеанском склоне Курильской гряды (Затонский и др., 1961). Если принять природу глубоководных ступеней единой, то инверсионное положение океанического комплекса (О) по отношению к сов-

ременной поверхности указывает скорее на взбросовую природу этих ступеней либо на существование обратных сбросов, так как основания соответствующих ступеням блоков земной коры по направлению к оси желоба воздымаются, а не погружаются. Такие смещения возможны при более значительных компенсационно — изостатических погружениях центральных блоков Южного хребта Витязя по сравнению с относительно маломощными внешними блоками.

Интересны представления И.В.Мелекесцева (1974) о сеймотектонической природе этих ступеней, которые, по его мнению, представляют собой переместившиеся вниз гигантские "чешуи". Однако сбросовая составляющая, участвующая в предложенном им механизме образования ступеней, как и в предыдущем случае, сомнительна. Сомнения о возможности столь значительных гравитационных перемещений гигантских "чешуй" разрешимы, возможно, с привлечением данных о влиянии поровой жидкости, находящейся под высоким давлением на глубине, как это предполагают Хабберт и Руби при объяснении крупных пологих надвигов (Ферхуген и др., 1974).

Развитие прикурильского склона краевого океанического вала так же, как и его более глубокое продолжение под склоном плато и Южного хребта Витязя, однозначно объясняется существованием системы ступенчатых сбросов, возможно компенсационно — изостатического происхождения, формирующихся в результате значительного вертикального давления массы Курильской горной системы на крупные блоки, перекрытые океаническим чехлом (комплекс О). Выдержанная мощность океанического чехла свидетельствует об облекании кровли подстилающего комплекса (Ф) пелагическими осадками за счет гравитационного осадения взвеси и ее растекания по поверхности дна.

Анализ тектонически обусловленных форм рельефа не заканчивается объяснением лишь продольного расчленения южной части Курильской гряды. Крупные поперечные межгорные впадины, такие как Фриза, Екатерины, Буссоль, а также менее крупная поперечная волнистость в пределах плато Витязя связаны с тектоническими деформациями, причем интенсивность их по простиранию гряды гораздо выше, чем вкrest ее (рис. 1, ПР V), хотя амплитуда дислокаций значительно меньше. Наиболее крупные поперечные впадины, очевидно, соответствуют грабенам в комплексе (Д), недокомпенсированным к настоящему времени осадконакоплением (Васильев и др., 1977), или отдельным разрывам, использованным в недавнем прошлом для заложения подводных долин.

Таким образом, вопрос о природе конкретных эндогенных рельефообразующих процессов в пределах Курильской гряды пока однозначно не решается.

Диагностика экзогенных рельефообразующих процессов более определена, хотя многие аспекты, главным образом палеогеографического характера, остаются дискуссионными. В южной части Курильской гряды выделяются формы двух категорий: выработанные (денудационные) и насыпные (аккумулятивные).

Выработанный рельеф наиболее характерен для современной береговой зоны и вершинной поверхности подводных хребтов и плато. Он представлен обширными абразионными равнинами, формирование которых обусловлено волноприбойной деятельностью. Поскольку активное волновое воздействие ощущается не глубже $1/3 H$, где H — высота волны (Леонтьев и др., 1975), всякое отклонение от этого уровня должно считаться признаком реликтового состояния таких абразионных равнин. В настоящее время на тихоокеанском склоне южной части Курильской гряды выделяются абразионные поверхности выравнивания двух основных уровней: 0–155 м (шельф) и 250–1160 м (аваншельф), разделенные пологим аккумулятивным уступом или Урупской межгорной впадиной. Формирование самой низкой абразионной террасы (до 160 м), представляющей раннюю стадию в образовании шельфа в смежной к Японии области, связывается с мак-

симальной вюрмской регрессией, имевшей место в позднем плейстоцене (Hoshino, 1971, 1975; Fuji, Mogi, 1971). Как следует из обобщения мировых данных о затопленных береговых линиях (Мысливец, Соловьева, 1976), подводная терраса на этом уровне имеет общепланетарное распространение. Время формирования ее предполагается как ранне-среднеплейстоценовое.

Аваншельф представлен выпуклыми абразионными равнинами в пределах плато и Южного хребта Витязя. Выравнивание плато, очевидно, происходило в несколько этапов, о чем свидетельствует наличие размывов кровли комплексов (Д, Б, А), а также интенсивная аккумулятивная нивелировка в тыловой зоне плато. Внешняя зона плато и вершинная поверхность Южного хребта Витязя испытали лишь абразионное выравнивание. Батиметрическое положение этой поверхности выравнивания и особенности взаимоотношения поверхностей несогласия с рельефом дна убедительно свидетельствуют о более раннем, вероятно плиоценовом, происхождении аваншельфа по сравнению с шельфом.

Общий наклон поверхности плато и Южного хребта Витязя (хребта Витязя — по ранней номенклатуре) в сторону средней части Курильской гряды ряд исследователей рассматривал как признак значительных погружений этой поверхности (Затонский и др., 1961; Власов, 1964). Однако при этом не был учтен тот факт, что такое же по величине "опускание" (до 1160 м) характерно почти для всей внешней кромки плато и вершины Южного хребта Витязя как со стороны Тихого океана, так и со стороны Урупской межгорной впадины. В некоторых случаях удается проследить эту поверхность как кровлю комплекса (Д) в погребенном состоянии в тыловой зоне плато. Исключение составляют самые северные отроги Южного хребта Витязя, спускающиеся во впадину Буссоль, и юго-западный край плато у о-ва Шикотан. Приведенные данные свидетельствуют о первичном наклоне гребня хребта, впоследствии подвергшегося выравниванию.

В целом выдержанное по глубине положение внешнего края аваншельфа вдоль простирания все же испытывает мелкие уздуляции амплитудой до 100 м. Это сопровождается также некоторой изрезанностью его в плане и различиями в отчетливости от места к месту. Подобное явление вполне объяснимо гравитационным обрушением внешнего края аваншельфа в результате широкого развития оползневых явлений в верхней части нижележащего склона. Срезание поверхностью дна пологопадающих слоистых осадков на склоне вполне подтверждает такое предположение. Возможность же перемещения масс хорошо доказана для склонов с углом наклона всего $1-4^{\circ}$ (Lewis, 1971; Roberts, 1972).

Насыпной рельеф характерен для склонов Урупской межгорной впадины, тыловых впадин глубоководных ступеней и оснований склонов, то есть для всех случаев, где отмечается конформность поверхностей дна кровле комплекса (Д), а в местах его отсутствия — кровле комплекса (Г). Поступление материалов в наибольших количествах, очевидно, происходит в результате обваливания и оползания вниз по склону осадков и сопровождающих их турбидитных потоков, которые в качестве каналов используют, вероятно, тектонические долины. Продольная расчлененность кровли благоприятствует улавливанию движущихся вниз осадков во впадинах, заполнение которых привело к образованию некоторых глубоководных седиментационных ступеней, например верхней ступени в интервале глубин 2000–6000 м.

Из приведенных данных можно сделать вывод о постседиментационном характере продольной складчатости, которая произошла после формирования комплекса (Б). Это подтверждает представления М.И.Стрельцова (1967) о существовании продольного сжатия вдоль южной Курильской гряды, наблюдаемого ее изгиба в

сторону океана (рис. 1) и, как реакции на изгибание, формировании сетки разломов. Перемещение блоков пород комплекса (Д) по разломам в свою очередь предопределило ступенчатый облик средней части тихоокеанского склона плато и Южного хребта Витязя. Если предположить синхронность образования отложений комплексов (Б и Г), что не противоречит их стратиграфическому положению по отношению к древнему комплексу (Д), напрашивается вывод об одновременности продольного складкообразования и формировании глубоководных ступеней.

Основные выводы, которые следуют из проведенного анализа, кратко могут быть сформулированы следующим образом.

1. Уточнение границ внешнего хребта Витязя показало несостоятельность его выделения в современном рельефе юго-западной и центральной частей Курильской горной системы, в связи с чем нами введены названия *плато Витязя* и *Южный хребет Витязя* для объектов, разделенных впадиной Фриза и отстоящих от внешних северных хребтов Курильской горной системы на расстоянии более 2000 км.

2. Уточнены морфографические и морфометрические характеристики глубоководных ступеней на склонах внешнего хребта и плато Витязя.

3. На современном этапе изучения Курильской горной системы еще нет универсальной гипотезы, объясняющей направленность ее тектонического развития. В этой связи роль эндогенного рельефообразования может быть определена лишь в общем виде, учитывая наличие продольных тектонических деформаций.

4. В формировании рельефа подводной части Курильской горной системы весьма существенную роль играют экзогенные процессы, приведшие к образованию поверхностей выравнивания на различных батиметрических уровнях (шельф, аваншельф) в геологическом прошлом. В настоящее время они представлены обвално-оползневыми явлениями на склоне и аккумулятивным выравниванием глубоководных ступеней и других субгоризонтальных поверхностей, а также деятельностью приливо-отливных течений в межостровных проливах и абразионной обработкой побережий.

5. Имеющиеся данные позволяют предположить первичное различие в батиметрическом положении шельфа и аваншельфа, а также асинхронное их образование. В связи с этим значительное погружение Южного хребта Витязя по направлению к средней группе Курильских островов после формирования аваншельфа, а тем более шельфа, кажется сомнительным.

Литература

Васильев Б.И., Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Суворов А.А. О геологическом строении подводной зоны Буссоль. — Съезд советских океанологов. Тез. докл. В. 3. М., "Наука", 1977.

Власов Г.М. Геоморфологические особенности дна морей у Курильских островов. — Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. М., "Недра", 1964.

Дибнер В. Д. Континентальная окраина: морфоструктурные подразделения и вопросы терминологии. — Геология моря. В. 3. Л., изд. НИИГА, 1974.

Дубров Е. Ф. Звуковая геолокация. Л., "Недра", 1967.

Ермолов В. В. Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1964.

Затский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги. — Океанологические исследования. № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских бере-

гов. М., Изд-во МГУ, 1975.

Леонидова Н.Л. Новые данные о Южно-Симуширском каньоне. - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. В.31. Владивосток, 1974.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Некоторые особенности интерпретации эхogramм при изучении рельефа морского дна. - Комплексное применение геологических методов исследования морского дна. Южно - Сахалинск, 1978.

Лукьянов Н.П., Сахаров Ю.И., Быков А.А. Результаты исследований электроимпульсного источника возбуждения упругих волн в комплексе накопления сигналов в сейсморазведке. - Труды Куйбышевского ин-та нефтяной промышл., 1968, в. 40.

Мелекесцев И.В. Внешний хребет Курильской дуги. - Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Наука", 1974.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.

Михайлов О.В. Некоторые новые данные о рельефе дна Курило - Камчатского желоба. - Фауна Курило - Камчатского желоба и условия ее существования (Труды ИО АН СССР, т. 86). М., "Наука", 1970.

Мысливец В.И., Соловьева Г.Д. Береговые линии Мирового океана и геохронология плейстоцена. - "Вестник МГУ", 1976, № 1.

Результаты геолого - геофизических исследований по выбору мест заложения буровых скважин в Курило - Камчатском желобе. - Рукопись деп. в ВИНТИ, № Б607066. Новоалександровск, 1977.

Снеговской С.С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск, "Наука", 1974

Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М., "Высшая школа", 1970.

Стрельцов М.И. Дислокация южной части Курильской островной дуги. М., "Наука", 1976.

Суворов А.А., Михайлов В.И., Минаев Ю.Н., Голтвяница И.Г., Жильцов Э.Г., Бахтина Л.В. Сравнительные характеристики невязрывных источников возбуждений сейсмических волн. - Геологическая интерпретация сейсмических наблюдений в дальневосточном регионе. Южно - Сахалинск, 1978.

Удинцев Г.Б. Рельеф Курило - Камчатской впадины. - Исследования Курило - Камчатской впадины (Труды ИО АН СССР, т.12). М., Изд-во АН СССР, 1955.

Удинцев Г.Б. Рельеф дна Охотского моря. - Геологические исследования в Дальневосточных морях (Труды ИО АН СССР, т. 22). М., Изд-во АН СССР, 1957.

Удинцев Г.Б., Лунарский Г.И., Маракуев В.И., Баринов Л.Г., Седелников В.Н. Исследование фототелеграфного аппарата "Ладога" для регистрации глубин, измеряемых эхолотами. - "Океанология", 1962, в. 6.

Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файф У., Деформация горных пород. - Земля. Введение в общую геологию. Т.2. М., "Мир", 1974.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Ч.1. М., ИЛ, 1962.

Чемеков Ю.Ф. Общий обзор методов, применяемых при геоморфологических исследованиях. - Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л., "Недра", 1972.

Чемеков Ю.Ф., Галицкий В.И. Погребенный рельеф платформ и методы его изучения. - Л., "Недра", 1974.

Шульц С.С. Области горообразования (современные представления и терминология). - "Вестник ЛГУ", 1976, № 12.

Drake C.L., Burk C.A. Geological Significance of Continental Margins. - The Geology of Continental Margins. Berlin, Springer-Verlag, 1974.

Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge. - "Bull.Geol.Soc.Amer", 1956, vol.67, No 12.

Hoshino M. Continental shelf. - Shallow-Sea geology. Tokyo, Tokai Univ.Press, 1971.

Hoshino M. Eustasy in relation to orogenic stage. Tokyo, Tokai Univ.Press, 1975.

Lewis K.B. Slumping on a continental slope inclined at 1° - 4° . "Sedimentology", 1971, vol.16, No.1/2.

Roberts D.J. Slumping on the East margin of the Rockall Bank, North Atlantic Ocean. - "Marine Geology", 1972, vol.13, No 4.

Fuji S., Mogi A. On Coasts and Shelves in their Mutual Relations in Japan during the Quaternary. - "Quaternaria", 1971, No 12.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ПРИОСЕВОЙ ЗОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗВЕНА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА

Э.Г. Жильцов, А.А. Суворов, И.Г. Голтвяница, Б.И. Васильев

Летом 1976 г. экспедицией СахКНИИ на НИС "Пегас" сделано 14 пересечений Курило - Камчатского желоба методом НСП на участке от 148° до 154° в.д., а также пройден один профиль вдоль оси желоба длиной 200 км. Это существенно дополняет известные данные (Затонский и др., 1961) о строении желоба, его морфологии и тектонике.

Максимальная глубина желоба, определенная при предположении о постоянной средней скорости в воде, равной 1500 м/с, в направлении с юго-запада на северо - восток вначале увеличивается от 8500 м (ПР 8Б) до 9500 м (ПР 6Б), затем вновь уменьшается до 9300 м (ПР 7Б). Данные о глубинах в желобе свыше 9600 м (Удинцев, 1959) не подтвердились, что отмечалось и ранее (Уо, 1976, рис. 1а). Далее на север на ПР 7, 6, 5, максимальные глубины желоба остаются постоянными - 9000 м, и в районе ПР 4 довольно резко увеличиваются до 9600 м. Наименьшие глубины желоба в пределах исследуемого региона отмечены на ПР 3 и 2 и составляют соответственно 8300 и 8200 м.

В плане максимальные глубины приурочены к поперечным разломным зонам, зафиксированным на островном склоне. Первое крупное нарушение (ПР 3Б, 4Б) сечет о-в Итуруп в районе зал. Касатка и, вероятно, желоб в районе ПР 5Б. По этому разлому зафиксировано смещение структур в верхней части склона на 3-4 км. Второе крупное нарушение отмечено на траверзе северной оконечности о-ва Уруп, между ПР 4 и 5. В осевой части желоба эта зона нарушения отмечается в районе пересечения ПР 11П (90-110 км) с ПР 4. По этому разлому регистрируется смещение северо - восточного блока от 10 км в верхней и до 5 км в приосевой частях островного склона.

Таким образом, максимальные глубины желоба обязаны, возможно, опусканию Урупско-Итурупского блока по поперечным разломам на 0,5-1,0 км по отношению к Симуширскому и Шикотанскому блокам.

В приосевой части океанического склона наибольшая крутизна ($25-30^{\circ}$) отмечена на ПР 4, наименьшая ($3-5^{\circ}$) - на ПР 3; на островном склоне максимальная крутизна ($10-15^{\circ}$) отмечена на ПР 2Б, минимальная ($1-2^{\circ}$) - на ПР 23.

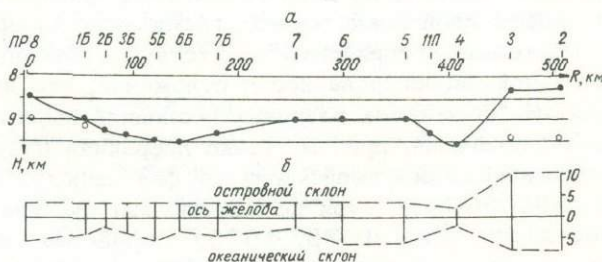


Рис. 1. Рельеф осевой части желоба (а) и ширина на отметке 500 м от максимальной глубины (б) (сост. Э.Г.Жильцов)

У - образный профиль приосевой зоны желоба (ПР 8, 1Б, 6Б, 7, 6, 5) может свидетельствовать о незначительной мощности отложений, что, в свою

очередь, является следствием выноса их придонным течением, скорость которого достигает 3 см/с (Уо, 1976).

В северо - восточной части региона днище желоба представлено плоскохолмистой долиной шириной до 20 км. В ряде мест на склоне и в осевой части желоба наблюдаются пологие холмы и увалы высотой от 100-200 до 1000 м и шириной в основании до 5-10 км. Иногда увалы (отроги) с островного склона вдаются на 3-5 км в сторону океанического и наоборот, в связи с чем ширина желоба резко изменяется (рис. 1, пересечение ПР 4 и 11П).

Нижняя часть островного склона (приосевой блок) включает тектоническую ступень, расположенную на глубине 6500-6800 м, пологохолмистая поверхность которой плавно переходит в неровный, местами террасированный склон, спускающийся к оси желоба. В нижней части приосевого блока отражающие границы получены только на ПР 8, который пройден при повышенной мощности источника возбуждения упругих колебаний. На этом профиле, на расстоянии 10-25 км от оси желоба, наблюдается граница, представленная отражающими площадками, образованная годографами дифрагированных волн, по интенсивности уступающих отражениям от дна. Эта граница прослеживается параллельно дну с разностью времен отражений 0,5 - 0,8 с.

Структура верхней части приосевого блока на полигоне К-2 изучена более подробно. Здесь хорошо прослеживается подошва осадочной толщи, представленная многофазными отражениями, осложненными дифрагированными волнами. В верхней части разреза фиксируются довольно четкие отражающие площадки, сглаживающие неровности дна. По данным драгирования, эта толща представлена светло - серыми и желтовато - серыми плотными диатомовыми глинами, некрепкими туфодиатомитами и туфопесчаниками, возраст которых на основании диатомового и споро - пыльцевого анализа установлен как поздний плиоцен - ранний плейстоцен (Результаты..., 1977).

Верхняя часть второй толщи представлена гравийными туфопесчаниками, туфосалевролитами и туфогравелитами. В аналогичных породах, развитых выше по склону, обнаружены споро - пыльцевые и диатомовые комплексы, характерные для среднего миоцена.

Сейсмоакустический фундамент, подстилающий осадочную толщу, в верхней части приосевого блока, по данным драгирования, представлен метаморфизованными осадочными и кремнистыми породами предположительно доверхнемелового возраста и верхнемеловыми вулканогенными образованиями среднего состава. Среди первых встречаются сиениты и граносиениты, среди вторых - кварцевые диориты.

Океанический склон желоба, по данным сейсмопрофилирования, имеет двухслойный разрез. Первый слой представлен сейсмически прозрачной толщей, в которой регулярные отражающие горизонты отсутствуют. Это является, вероятно, следствием значительной дислоцированности отложений, что проявляется и в рельефе фундамента. На временных разрезах последний выражен вершинами годографов дифрагированных волн, причем точки дифракции приурочены к полосе шириной до 0,2 с, ниже которой сейсмический фон резко падает.

Первый слой (350-500 м) судя по материалам бурения в смежных районах (Initial Reports ..., 1973, 1975) представлен миоцен-плейстоценовыми пелагическими диатомово - радиоляриевыми глинами с эратическими валунами, прослоями и гнездами витрокластического пепла. Нижняя часть первого слоя и самая верхняя часть второго сейсмического слоя, по тем же данным, состоят из нижнемеловых цеолитовых глин с прослоями наннопланктонных илов и кремнистых сланцев. Эти породы залегают на сильно передробленных шаровых лавах палеотипных щелочных базальтов предположительно верхнеюрско-

го разреза.

Таким образом, сейсмические и геологические границы, по-видимому, не совпадают, кровлей второго сейсмического слоя (сейсмического фундамента) служат прослойки кристаллических сланцев в осадочной толще, экранирующие нижележащий разрез. Лишь на отдельных участках под ней наблюдаются отражающие границы на глубину, соответствующую примерно 0,2 с, что при скорости во вмещающих породах 2,8 км/с составляет 250–300 м. Эта пачка может быть выделена как "промежуточный" сейсмический слой.

В приосевом блоке желоба сейсмоакустический фундамент обнажается в нижней части океанического склона на северо-востоке региона (рис. 2, ПР 3 и 4), а также на отдельных холмах в его тальвеге (ПР 11П). На профиле 4 проведено драгирование (ст. 1075, глубина 9500–8500 м), при котором поднято очень небольшое количество алевроитового песчанистого ила.

Океанический склон разбит многочисленными разломами типа сбросов, большинство которых сечет только второй слой, некоторые же пересекают и первый, выражаясь в рельефе дна в виде уступов высотой 50–200 м. Плоскости почти всех разломов наклонены к оси желоба под углом от 30 до 60°. Расстояние между ними 1–5 км.

Наиболее сложной для интерпретации явилась собственно осевая часть желоба. Здесь отмечаются две основные разновидности рисунка записи. Первая – когда наблюдается продолжение двух отражающих границ, соответствующих поверхностям дна и второго океанического слоя, под островной склон на 10–15 км от оси желоба, т.е. одновременно в приосевой зоне островного склона следятся три отражающих горизонта. Вторая – когда наблюдается продолжение только кровли второго океанического слоя под островной склон (рис. 2).

Наиболее сложным для объяснения физической природы наблюдаемых явлений, надо полагать, является первый случай. Если предположить поддвижение океанического блока под островной, то необходимо объяснить, почему при этом не разрушается поверхность дна и первый океанический слой, состоящий из рыхлых низкоскоростных пелагических осадочных образований. Существует несколько гипотез, как-то объясняющих этот факт (Сорохтин, Лобковский, 1976).

По нашим наблюдениям, островной склон перед осью желоба на ПР 8, 1Б, 2Б довольно резко переходит в участок склона, опускающегося к оси желоба, что на лентах НСП представлено горизонтальным отрезком годографа и годографами дифрагированных волн. Отражающие же поверхности океанического дна и второго слоя, почти не изменяя рисунка записи и видимого угла наклона, продолжают следиться под островным склоном вплоть до первой горизонтальной площадки. Это дает основание предположить, что первая отражающая граница, представляющая дно островного склона, является мнимой, а две нижние – истинными.

Простой расчет, выполненный для осевого участка ПР 2Б (8, 1Б), показывает, что верхние отражающие границы на этих профилях могут быть образованы боковыми дифрагированными волнами, полученными от точек дифракции, расположенных на хребте (уступе) островного склона, проходящем под углом 40–45° к направлению профиля. Если это так, то можно считать, что в районе южной группы профилей сочленение островного и океанического склонов происходит по уступу, островной борт которого поднят над океаническим на 0,5 – 2,0 км.

Труднее объяснить подобное явление на ПР 2. Здесь дно желоба разделено возвышенностью (с превышением в 100 м) на два плоских участка. Под этой возвышенностью и отмечаются две границы, соответствующие дну и поверхности второго океанического слоя. Возможно, раньше ось желоба была смещена на

ПР 3 и 2 несколько ближе к берегу (162 и 103 км), древняя глубина желоба была 9500 м (такая же, как и на ПР 4-6). Впоследствии осевая часть желоба

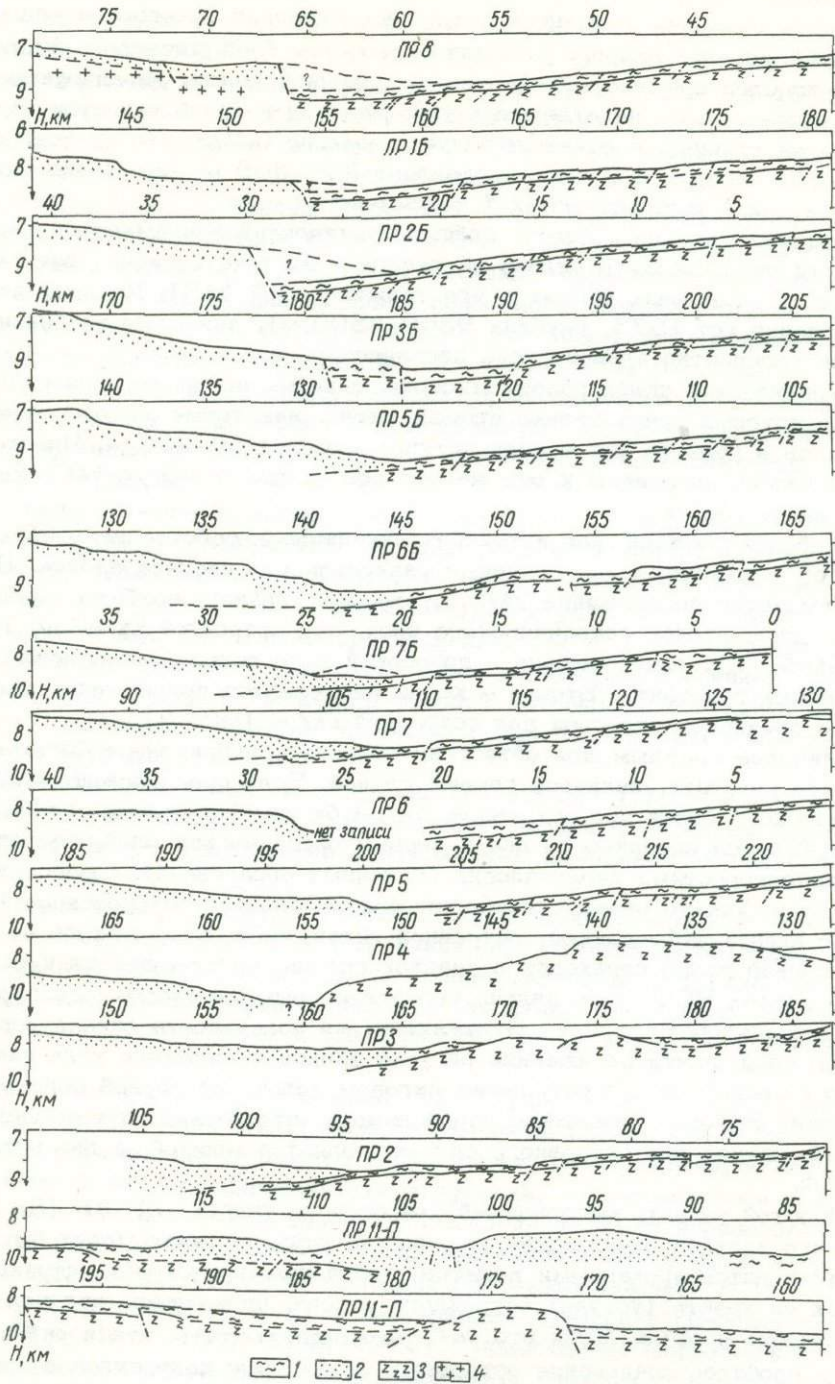


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы по осевой части Курильского глубоководного желоба (сост. Э.Г.Жильцов, Б.И.Васильев): 1 - пелагические осадки (первый океанический слой); 2 - предположительно мелководные отложения; 3 - второй, третий океанические слои; 4 - гранито-метаморфический слой

была засыпана осадочными отложениями, выносимыми течением из района расположения профилей 4-6, а также транспортируемыми по грабену Буссоль.

Второй вид записи наблюдается в районе средней группы ПР 5Б, 6Б, 7Б, 7. В этом случае запись в районе осевой части желоба представлена массой дифрагированных волн, зарегистрированных на различном временном уровне. Вполне возможно, что среди них присутствуют и боковые, тем более, что видимое продолжение этой границы под островной склон не превышает 5 км. К сожалению, на ПР 4-6 в районе осевой части желоба запись отсутствует, однако вблизи приосевой зоны поддвига не наблюдается.

Интересная запись в осевой части желоба представлена на ПР 3Б. Создается впечатление, что максимальные глубины желоба, зарегистрированные на 185 км профиля, образованы в результате опускания блока океанической коры на 185-190 км профиля, а контакт островного и океанического блоков происходит несколько ближе к берегу (на 181-185 км). Возможно, на этом профиле мы наблюдаем миграцию осевой части желоба в сторону океана.

Представленный вариант контакта океанического и островного блоков не исключает и других возможностей, в частности поддвига. Так как видимый угол наклона плиты при заходе под островной склон почти не изменяется, можно предположить, что он соответствует действительности. Такой вариант возможен только в единственном случае - когда скорость в покрывающих отложениях островного склона не превышает скорости распространения волн в первом океаническом слое. Однако, как показывает запись на ПР 8 и К-2, такая низкая скорость может быть только на первом десятке километров островного склона, т.е. там, где зафиксирован поддвиг.

Таким образом, контакт островного и океанического блоков земной коры может происходить по уступу, островной борт которого приподнят над океаническим на 0,5 - 2,0 км. В юго - западной части региона благодаря действию придонных течений и существованию барьера на последней ступени склона современные осадки не отлагаются. В северо - восточной части региона в направлении желоба происходит интенсивный вынос массы осадочного материала по грабену Буссоль, в результате чего происходит заполнение осевой части желоба. На обоих бортах наблюдаются сбросовые нарушения. Эти особенности строения желоба могут свидетельствовать о недавнем образовании структуры в результате преобладающих вертикальных движений земной коры (Сергеев, 1976).

Литература

Затонский Л.К., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Геоморфология подводной части Курило - Камчатской дуги. - Океанологические исследования. № 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Результаты геолого - геофизических исследований по выбору мест заложения буровых скважин в Курило - Камчатском желобе. Отчет. Фонды СахКНИИ, Б607066, 1977.

Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М. "Наука", 1976.

Сорохтин О.Г., Лобковский Л.И. Механизм затягивания океанических осадков в зону поддвига литосферных плит. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1976, № 5.

Удинцев Г.Б. Новые данные о глубинах океанических желобов. - ДАН СССР, 1959, т. 129, № 3.

Уо Ж. 20 лет в батискафе. Л, Гидрометеиздат, 1976.

Initial Project-National Sci. Foundation, v.19. Washington, D.C., 1973.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project-National Sci. Foundation, v.32. Washington, D.C., 1975.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ОСАДОЧНЫХ ПОРОД С ВАЛА ЗЕНКЕВИЧА

Р.М. Корнилова

Изучение вещественного состава, структурно — текстурных особенностей осадочных отложений, их парагенетические связи с другими горными породами помогают выяснению сущности природных процессов, происходящих как в моменты первичного накопления осадка, так и при последующих преобразованиях, т.е. позволяет установить механизм и условия осадконакопления, уточнить или установить генезис горной породы.

В настоящей статье приводятся результаты литологического исследования комплекса вулканогенно — осадочных пород, полученных при драгировании в районе Курило — Камчатского желоба (южная часть вала Зенкевича).

Обширная уплощенная вершина краевого океанического вала Зенкевича осложнена крупными ступенями. Нижние ступени располагаются на отметке 5150 — 5500 м (напротив о-ва Итуруп) и 5700 — 5900 м (на траверзе прол. Буссоль). Ширина их достигает 10 — 20 км, от верхних ступеней они отделяются уступами. Верхняя ступень располагается на глубинах не более 5000 — 5500 м. Ширина ее 100 — 130 км, она несет на себе отдельно стоящие подводные конические горы и абиссальные холмы, нередко разделенные грабенообразными впадинами. Некоторые горы и холмы имеют асимметричный профиль и эллипсоидальную в плане форму основания (9 — 15 км). Крутизна склонов гор достигает 10 — 20°.

Крупная седловина — впадина на вершине вала, вероятно, трассирует выделенную ранее поперечную разломную зону на траверзе островов Черные Братья. Однако большинство дизъюнктивных нарушений (судя по характеру сейсмической записи на различно ориентированных профилях) имеет продольное направление. Склон, прилегающий к желобу, разбит серией уступов и разделяющих их ступеней (Сваричевский и др., 1979).

Петрографическое изучение пород, поднятых при драгировании южной части вала Зенкевича, показало, что среди них выделяются вулканические и осадочные образования.

Вулканические образования представлены преимущественно эффузивами. Макроскопически они представляют собой мелко — среднезернистую сравнительно плотную, очень крепкую породу буровато — серого или красного цвета (в основном базальты и андезиты — базальты). Диагностика большинства из них затруднена ввиду вторичной преобразованности. Довольно часто встречаются разновидности с реликтовой микролитовой структурой. В них стекловатый базис и микролиты плагиоклазов замещены глинистым минералом, вследствие чего первоначальная структура частично или полностью исчезает. Наименее измененные базальты состоят из плагиоклазов среднего состава и моноклинных пироксенов. Пироксены хорошей огранки и почти не затронуты вторичными изменениями.

Полнокристаллические породы присутствуют в резко подчиненном количестве и представлены долеритом — диабазами весьма хорошей сохранности, с четко выраженной офитовой структурой. Они состоят из плагиоклазов среднего состава и бесцветных моноклинных пироксенов. Пироксены ксеноморфны по отношению к плагиоклазу, выполняют промежутки между удлинненными кристаллами плагиоклазов.

Осадочные породы представлены песчаниками, глинами и железомарганцевыми конкрециями. Песчаники наименее распространены среди рассматриваемых

мой группы. Внешне это зеленовато-серая, массивная, сравнительно плотная, не очень крепкая порода. Гранулометрически весьма неоднородна. Размер обломочных зерен варьирует от 0,15 до 1,55 мм, форма угловато - окатанная и угловатая. По минеральному составу они относятся к типу полимиктовых. В состав обломочной части входят: полевые шпаты кислого и среднего состава (45% обломочной части), обломки эффузивных пород среднего состава (35%), осадочных пород, представленных хорошо сортированными песчаниками и алевролитами (35%), вулканического стекла (5%), единичных зерен известняков и хлорита. Цемент неоднородный, участками хлоритовый, участками карбонатный, поро - контактового типа.

Глины однотипны. Это желтовато - кремевая плотная, некрепкая порода с восковым, реже стекляннм, блеском, с конкрециевидной или комковатой текстурой. В глинах присутствует палинофлора, представленная единичными пыльцевыми и споровыми зернами: пихта *Abies sp.*, многоножковые - *Polypodiaceae gen.indet* - плейстоценового возраста. Под микроскопом глинистый минерал бесцветен или слабо буроват, в скрещенных николях представляет собой мелкочешуйчатую мерцающую массу.

Изучение фракции меньше 0,001 рентгенометрическим методом показало, что глины мономинеральны и представлены монтмориллонитом. Форма агрегатов ориентированных частиц веерообразная, съоповидная или параллельно волокнистая. Показатель преломления $N_g - 1,514$; $N_p - 1,509$. На кривых нагревания (рис. 1) первая эндотермическая остановка при 210° указывает на высокую обводненность глины и, по всей вероятности, на значительное содержание поглощенных ионов Na и K.

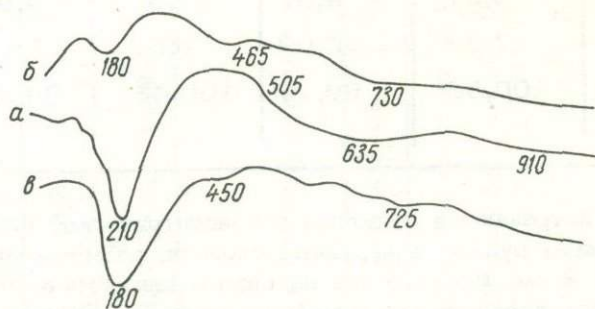


Рис. 1. Термограммы марганцевого и глинистых минералов: а) глина на нерудной части конкреции, б) глина кремевая, в) псиломелан

Химический состав базальтов (1090в), глины, выделенной из базальтов (1090а, 1090б), и собственно глины (1089а и 1089б) показан в табл. 1. Из таблицы видно, что молекулярные соотношения $Al_2O_3 : SiO_2$ всех трех продуктов почти постоянны, с незначительными колебаниями.

Железо - марганцевые конкреции характеризуются большим морфологическим разнообразием. Чаще всего они встречаются в виде крупных (до 10 см) и мелких (0,5 - 2 см) сростков довольно правильных круглых стяжений, а также в виде индивидуализированных образований круглой, дисковидной и угловато - неправильной формы. Внутреннее строение конкреций различно. В большинстве случаев это однородная, весьма плотная, слабо сцементированная порода стально-серого, буровато-черного или черного цвета, с редкими гнездами тонкого сажистого вещества или включениями мелких кристалликов с металлическим блес-

Таблица 1

	1089a	1089б	1090a	1090б	1090в
SiO ₂	42,62	45,93	44,78	43,87	47,46
TiO ₂	0,73	0,92	0,38	0,41	0,71
Al ₂ O ₃	14,38	17,62	16,20	16,60	17,55
Fe ₂ O ₃	11,87	12,40	11,25	12,06	12,66
MnO	1,42	0,14	0,23	0,17	0,31
MgO	0,06	0,15	0,70	0,03	0,07
FeO	0,95	1,30	1,20	1,82	1,15
CaO	4,81	5,81	2,18	1,28	5,80
Na ₂ O	5,03	2,75	2,70	2,32	2,82
K ₂ O	2,41	2,58	2,26	2,46	2,87
P ₂ O ₅	0,10	0,04	0,02	0,07	0,12
S	0,31	0,10	0,13	0,10	0,12
H ₂ O	8,31	4,87	12,37	4,87	4,83
Сумма	7,38	5,09	6,03	5,86	3,92
Сумма	100,38	99,10	100,43	99,52	99,69

ком. Заметно реже встречаются стяжения с концентрической слоистостью, обусловленной чередованием рудных и нерудных слоев, размеры которых варьируют от пленочных до 2 см. Состоят они из серого или буровато-серого глинистого вещества, представленного минералом из группы монтмориллонита (рис. 1).

В шлифах железо и марганец находятся в тонком срастании, лишь в очень редких случаях обнаруживается тенденция к дифференциации, наблюдаются тонкие прерывистые слои ярко-красного гидротетита. Железо-марганцевая масса представляет собой черное коллоидное вещество солитового строения. Оолиты часто несут следы синерезиса. Терригенная примесь незначительная (2-3% всей породы) и представлена монтмориллонитом, выполняющим интерстиции между оолитами и трещины "усыхания", единичными зернами плагиоклазов, пироксенов и сферами диатомовых (?) плохой сохранности.

Минералогическая форма марганца во всех исследованных образцах одинакова. Марганец присутствует в виде вада-псиломелана (рис. 1). На кривых нагревания первый эндотермический пик характерен для псиломелана, второй - при температуре 450° соответствует асболану.

Анализируя химический состав конкреций (табл. 2), нетрудно заметить, что содержание железа в них достаточно велико и нередко превышает содержание марганца. Количество марганца от центральной части конкреции к перифе-

Таблица 2

Химический состав железно - марганцевых конкреций с вала Зенкевича

Станция драгиров.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1090-1	20,15	0,44	11,17	20,27	17,61	2,99	1,01	2,21	0,79	2,90	-	8,41	11,78	100,69
1089-5	24,88	0,42	11,15	13,12	24,71	3,46	0,21	2,44	1,30	0,52	0,03	6,88	10,49	99,61
1112-42	8,00	0,56	11,22	25,94	17,83	6,94	1,02	2,02	0,60	0,24	-	12,89	12,75	100,01
1084-1	30,80	0,53	10,42	19,42	16,98	1,54	1,03	2,10	0,76	0,27	-	6,72	10,14	99,72

Таблица 3

Химический состав разных частей конкреций

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Станция драгирования 1090-4														
Ядро	24,90	0,80	14,95	15,26	13,62	6,90	1,38	2,21	1,32	0,31	-	7,62	11,21	100,52
1-й слой	23,63	0,70	12,76	16,24	16,70	5,58	1,22	2,41	1,30	0,30	0,03	8,38	11,41	100,66
Нерудный слой	47,83	0,25	16,35	4,74	3,42	5,74	0,89	2,61	2,17	0,18	0,03	5,99	9,79	99,79
Внешний слой	20,15	0,44	11,17	20,27	17,61	2,99	1,01	2,21	0,75	2,90	-	8,41	11,78	100,69
Станция драгирования 1112														
Ядро	20,13	0,69	9,78	26,40	12,96	3,84	1,59	2,05	0,72	0,42	-	9,78	11,68	99,93
1-й слой	8,00	0,56	11,72	25,94	17,89	6,94	1,02	2,02	0,60	0,24	-	12,89	12,75	100,01
Внешний слой	8,73	0,35	9,41	28,33	19,39	4,08	1,03	2,01	0,58	0,48	-	11,81	13,41	99,61

рийному слою заметно варьирует (табл. 3), но максимальное содержание неизменно приурочено к поверхностному слою. Помимо большого количества марганца и железа спектроскопическими исследованиями обнаружены повышенные концентрации (по сравнению с кларковыми) ряда малых элементов: никеля, кобальта, меди и др. Из табл. 4 очевидны довольно значительные колебания их содержания в пределах площадного распространения.

Приведенный материал позволяет сделать следующие выводы об условиях седиментации и источниках вещества, слагающего рассматриваемые породы.

1. Накопление песчаников происходило в мелководных условиях при активном гидродинамическом режиме, о чем свидетельствует текстура и состав цемента пород. Минералогическая неоднородность обломочного материала песчаников, слабая сортировка и угловатая форма обломочных зерен позволяют предположить, что формирование их происходило в тектонически активной области в условиях быстрого переноса и захоронения.

Анализ минерального состава материнских пород песчаников не противоречит выводу о том, что их формирование происходило за счет материала осадочно — эффузивного комплекса геосинклинального происхождения, где главная роль принадлежала эффузивам среднего состава. Отсутствие неустойчивых минералов, таких, как пироксены и плагиоклазы основного состава, свидетельствует о том, что обломочный материал претерпел по меньшей мере цикл перетолжения.

Таблица 4
Содержание малых элементов в железо — марганцевых конкрециях

Геологические станции драгирования						
	1089-1	1089-1	1089-3	1090-3	1089-5	1090-1
Be	0,0005	0,0003	0,0003	0,0005	0,0005	—
Sc	0,001	0,002	0,003	0,0005	0,004	0,006
Tl	0,001	сл.	0,001	0,002	0,001	сл.
Pb	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,005
Sn	—	—	—	—	—	—
Ga	0,0004	0,0005	0,0008	0,003	0,008	0,003
Bi	0,0003	0,0008	0,0004	0,006	0,0004	0,0003
Mo	0,008	0,02	0,03	0,01	0,003	0,008
V	0,007	0,003	0,006	0,005	0,006	0,004
Ti	0,4	0,8	0,6	0,5	0,6	0,3
Cu	0,2	0,2	0,3	0,008	0,03	0,04
Na	0,1	0,06	0,1	0,06	0,1	0,08
Zn	—	0,02	0,02	—	0,02	—
Co	0,1	0,03	0,08	0,6	0,08	0,05
Ni	0,1	0,09	0,09	0,3	0,3	0,06
Zr	0,005	0,005	0,006	0,003	0,003	0,004
Ca	3%	3%	3%	5%	3%	5%
Sr	0,04	0,02	0,02	0,08	0,02	0,02
Ba	0,02	0,02	0,03	0,06	0,02	0,02

2. Образование глин происходило, вероятно, в небольших замкнутых депрессиях, ложем которых служили эффузивы среднего состава. Не исключено, что понижения в рельефе морского дна соответствовали опускающимся по разломам тектоническим блокам. Разломы могли служить каналами для лав и эндогенных растворов. Периодически поступающие в бассейн газогидротермы, повышая тем-

пературу воды, способствовали интенсивному разложению эффузивных пород. Почти застойный гидродинамический режим благоприятствовал накоплению высоких концентраций Al , Mg , Na , Ca , K и других катионов, необходимых для образования монтмориллонита, а также сохранению достаточно длительного щелочного режима среды.

Идентичность минералогической формы в собственно глинах и глинах, выделенных из измененных базальтов, а также одинаковые молекулярные соотношения $Al_2O_3 : SiO_2$ позволяют сделать вывод о их генетической связи. Накопление марганца и железа происходило в сравнительно неглубоководной аэрируемой части бассейна, на акватории которого, возможно, существовали небольшие, но гористые периодически затапливаемые острова. Прилегающие области суши и острова, характеризовавшиеся интенсивными процессами выветривания, поставляли в бассейн седиментации пелитовую взвесь с достаточно высоким содержанием железа и марганца. Материал этот, отлагаясь в пониженных участках морского дна, подвергался дальнейшей геохимической переработке: окислению, гидролитическому разложению и т.п. На более поздней стадии осадочного процесса (в диагенезе) перераспределение вещества привело к миграции марганца и железа в придонные слои (Страхов, 1968), что обусловило наличие высококонцентрированных коллоидных растворов с переменным преобладанием то марганца, то железа.

Периоды максимального накопления рудных концентраций, вероятно, совпадали с активной газогидротермальной деятельностью. Многодебитные источники вносили в бассейн седиментации значительное количество кремнезема, марганца и железа. Избыток SiO_2 , с одной стороны, стабилизировал в растворе окислы марганца и железа (Гинзбург, Руковишникова, 1957), с другой — создавал благоприятные условия для бурного развития диатомовых, которые сами могли являться одним из генерирующих факторов рудных компонентов.

3. Наличие концентрически слоистых текстур свидетельствует о том, что поступление марганца и железа в одни периоды было обильным и быстрым, в другие — медленным и незначительным.

4. В седиментационную стадию придонные слои представляли собой растворы с высокой концентрацией марганца и железа; гидраты окиси марганца, обладая отрицательным зарядом, легко присоединяли катионы никеля, кобальта, меди и других малых элементов (Гинзбург, Руковишникова, 1957), что обусловило их довольно высокие содержания в железо-марганцевых стяжениях.

Следовательно, образование осадочных пород (глин и железо-марганцевых конкреций) происходило в однотипных палеогеографических условиях; специфическим было то, что одна геохимическая среда сменялась другой (щелочная — кислой), в чем важную роль играла поствулканическая деятельность.

Литература

- Гинзбург И.И., Руковишникова И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Сауков А.А. Геохимия. М., "Наука", 1966.
- Сваричевский А.С., Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новые данные по геоморфологии южной части Курильского желоба. — Наст. сб.
- Страхов Н.М. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., "Наука", 1968.

СТРОЕНИЕ ЯДРА МАЛО—КУРИЛЬСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ НСП

И.Г. Голтвяница, Э.Г. Жильцов

В 1976 г. на полигоне К-3А (рис. 1) проведены сейсмогеологические исследования по изучению строения ядра Мало - Курильского антиклинального поднятия. В структурном плане это поднятие является продолжением Малой Курильской дуги до прол. Буссоль (Результаты..., 1977). На полигоне выполнено 8 профилей непрерывного сеймопрофилеирования (НСП), с расстоянием между профилями 3-5 км, и два профиля КМПВ, проходящих по профилям НСП К-3А/2 и 11Б/1. С юго - запада полигон ограничен региональным профилем НСП 6Б, с юго - востока - профилем 8Б и с северо - востока - профилем 7Б.

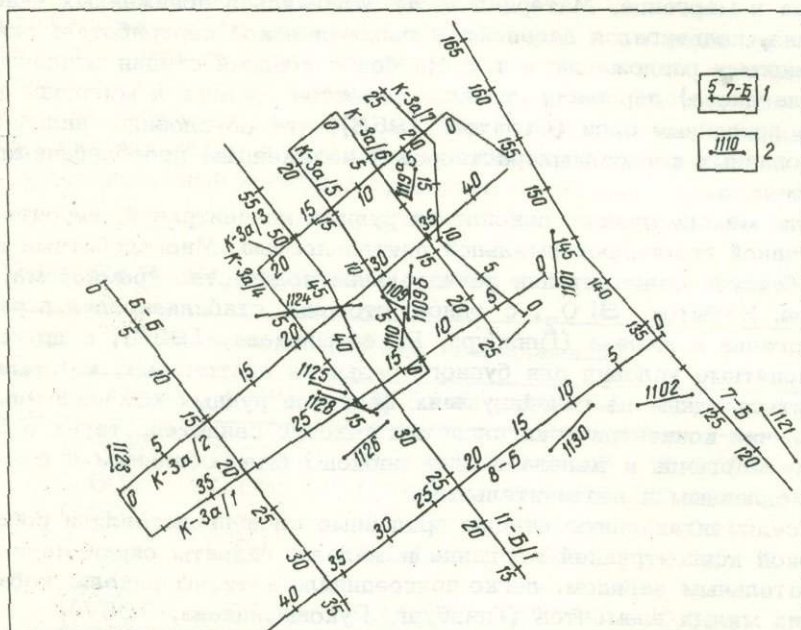


Рис. 1. Расположение профилей НСП и станций драгирования на полигоне К-3А: 1 - профили НСП, 2 - станции драгирования

При анализе волнового поля на сейсмограммах НСП кроме нормальных однократных отраженных волн отмечались волны - помехи: прямые, кратные, дифрагированные, боковые. Однако все они не влияют на интерпретацию материалов, так как нормально отраженные волны отделяются от волн - помех по временам. Исключение составляет лишь северо - западный борт антиклинали (в пределах полигона), где время регистрации увеличивается до 2 с и кратные волны, не уступающие по интенсивности нормальным, накладываются на анализируемый участок записи. Боковые отражения зарегистрированы на ПР К-3А/1 и приурочены к нарушениям, хорошо выраженным в рельефе дна.

Нормальные однократные отражения по характеру записи разделяются на две пачки. Первая регистрируется на малых временах и характеризуется большим количеством субпараллельных границ, прослеживающихся на значительные расстояния. Такое поведение границ связано с особенностями разреза, который, видимо, представлен чередованием тонких слоев с различными акустическими жест-

костями.

Вторая пачка отражений регистрируется вслед за первой в районе левого крыла антиклинали и является единственной (первая пачка отсутствует) в районе правого. На профилях, секущих антиклиналь, эти отражения представлены отдельными пачками интенсивных горизонтов, направленных в сторону ядра антиклинали и выходящих под большим углом на поверхность дна. Видимый угол выхода на левом крыле $30-60^\circ$, на правом $10-30^\circ$. Угол выхода границ при подходе к ядру уменьшается, а в самом ядре границы либо не обнаруживаются, либо регистрируются отдельными хаотическими площадками.

Иной вид у этих отражений на профилях, пройденных вдоль структур антиклинали. Вид первой пачки сохраняется, а у второй исчезает направленность, отсутствует выдержанность границ в пределах профиля, фазовая корреляция становится возможной не более чем на 3 км, опорной границы не обнаруживается. Общими являются лишь участки повышенной степени кратности донных отражений.

Аномально быстрое прекращение всех или части нормальных однократных отражений, резкое смещение по времени опорных отражений, быстрое изменение рисунка записи, наличие коррелируемых по времени дифрагированных волн рассматривались как признаки тектонических нарушений и учитывались при построении разрезов. Таких признаков больше всего отмечено на профилях, проложенных вдоль структуры, т.е. антиклиналь осложнена больше поперечными нарушениями, чем продольными.

Для изучения строения ядра и распределения осадочного покрова на его крыльях необходимы сведения о скоростных параметрах волн в осадочной толще. С этой целью проведен совместный анализ данных ГСЗ, КМПВ и НСП в точках пересечения тех и других профилей (рис. 2,3,4).

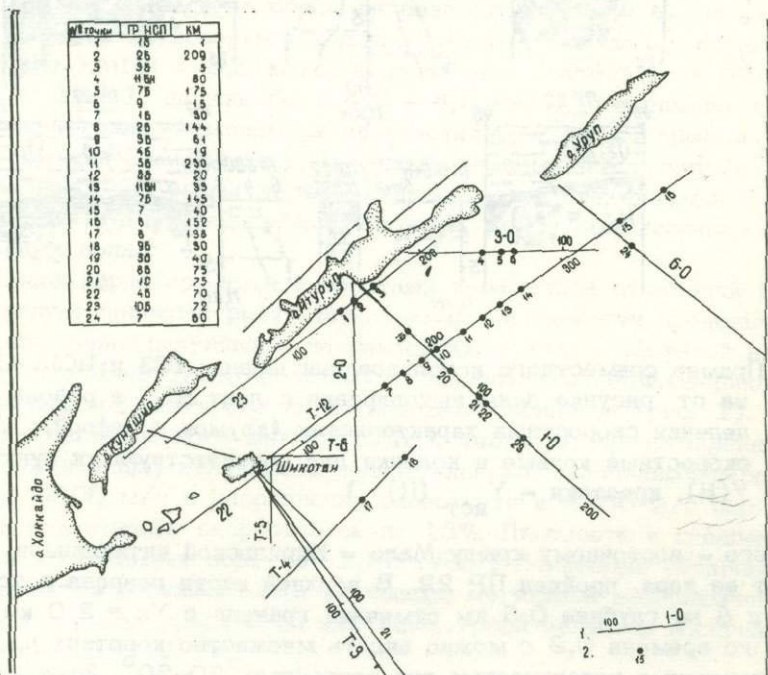


Рис. 2. Расположение точек определения скоростных параметров при сопоставлении ГСЗ и НСП: 1 - профили ГСЗ; 2 - точки взаимного пересечения профилей ГСЗ и НСП

В верхней части разреза ПР 23 ГСЗ (рис. 3), проходящего по северо -

западному борту Южно - Курильского синклинали прогиба, в точках пересечения с профилями НСП (1Б, 2Б, 3Б) на глубине 2,5-3,0 км отмечается граница ($V = 5,2$ км/с), перекрытая осадочными отложениями со средней скоростью 2,8 км/с. На лентах НСП эта слоистая толща представлена записью длительностью только 1,5 с, что при средней скорости 2,0 км/с (Снеговской и др., 1970) составляет 1,5 км. Оставшиеся в нижней части разреза осадки мощностью 1,5 км НСП не фиксирует, возможно, в результате помех, создаваемых кратными отражениями. Однако, судя по средней скорости 2,8 км/с, эти 1,5 км должны быть представлены породами с пластовой скоростью 3,5 - 4,5 км/с.

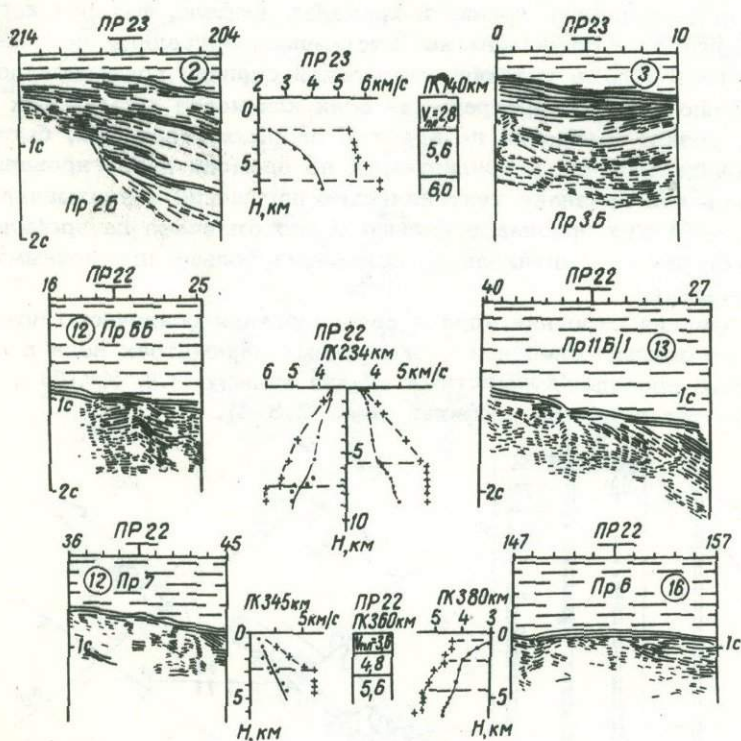


Рис. 3. Пример совместного использования данных ГСЗ и НСП. Слева и справа от рисунка даны выкопировки с лент НСП в районе пункта определения скоростных характеристик (кружок с цифрой); в центре - скоростные кривые и колонки для соответствующих пунктов (точки - $V(N)$, крестики - $V_{ист}(N)$)

По юго - восточному крылу Мало - Курильской антиклинали, примерно в 10 км от ее ядра, пройден ПР 22. В верхней части разреза в точках пересечения 7 и 8 на глубине 0,5 км отмечена граница с $V_{г} = 2,0$ км/с. На лентах НСП до времени 0,3 с можно видеть множество коротких площадок, угол наклона которых с поверхностью дна составляет 20-30°. Этот слой, по данным НСП, полностью выклинивается в 3-7 км от пересечения профилей. Ниже залегает толща с хаотичной, трудно дешифрируемой записью. В точках 12, 13, 15, 16 непосредственно на поверхности дна залегают породы с $V_{г} = 3,6$ км/с, перекрывающие толщу с $V_{г} = 4,6-4,8$ км/с. Ниже последней, на глубине 3-4 км, отмечается высокоскоростная граница с $V_{г} = 5,6$ км/с. В этих точ-

ках на лентах НСП до времени 0,1 - 0,3 с записи наблюдается та же толща коротких наклонных площадок, что и в точках 7 и 8. Следовательно, породы, выходящие на поверхность дна в ядре Мало - Курильской антиклинали, имеют $V_{\Gamma} = 4,5$ км/с, а перекрывающая их на крыльях антиклинали толща должна иметь $V_{пл} = 3,6 - 4,0$ км/с. Если учесть, что в 10 км от ядра на глубине 3 - 4 км определена граница с $V_{\Gamma} = 5,6$ км/с, а, по данным НСП, к оси ядра идет подъем перекрывающих эту границу отложений, то можно ожидать местами выход пород с $V_{\Gamma} = 5,6$ км/с на поверхность дна.

На 42 - 49 км ПР 11Б/1 и 24 - 33 км ПР К-3А/2, по данным КМПВ (рис. 4), на поверхность дна выходят породы со скоростью $V_{\Gamma} = 3,8$ км/с (Результаты..., 1977). Граница с $V_{\Gamma} = 4,4 - 4,8$ км/с в районе ядра находится на глубине 2,0 - 2,5 км, на крыльях погружается до 3 - 4 км и перекрывается толщей с $V_{пл} = 2,7 - 3,8$ км/с.

Сопоставляя разрезы НСП и КМПВ по ПР 11Б-1, можно видеть, что на 25 - 27 км профиля глубина до границы $V_{\Gamma} = 4,4 - 4,8$ км/с при $V = 2,5 - 2,8$ км/с совпадает на обоих разрезах. На 17 км профиля эта же граница находится значительно глубже, а на 43 км выходит на поверхность дна. Примерно такая же картина наблюдается и на левом крыле антиклинали (45-60 км профиля). Таким образом, если на 25-27 км профиля на глубине 2,7-3,0 км, по данным КМПВ и НСП, фиксируется одна и та же граница, то она должна выйти на поверхность дна в районе 43 км профиля и граничная скорость ее должна быть равной 4,4 - 4,8 км/с, что не противоречит выводам, сделанным при сопоставлении данных ГСЗ и НСП.

Значительно сложнее провести сопоставление по ПР К-3А/2, хотя и здесь на участке 24 - 34 км профиля по обоим разрезам отмечается выход наиболее высокоскоростных границ на поверхность дна. Граничная скорость, определяемая здесь по данным КМПВ - 3,8 км/с, а по данным о комплексах НСП, протягивающихся с ПР 11Б-1, должна быть 4,0 - 4,5 км/с. Наименьшие противоречия в конфигурации границ отмечаются на участке 0 - 15 км профиля. Можно полагать, что в такой сложной зоне, с частым чередованием разноскоростных пластов, выходящих под углом до 15° к поверхности дна, природа регистрируемых при работах КМПВ волн гораздо сложнее, чем у преломленных на одной границе головных волн.

Для более полной характеристики скоростных параметров отложений в пределах полигона следует привести результаты измерений скорости продольных волн в трех взаимно перпендикулярных направлениях, а также объемной плотности и магнитной восприимчивости (см. таблицу), выполненных М.Ф.Скориковой на образцах, поднятых при драгировании в пределах полигона (рис. 1).

Породы мезо - палеозойского комплекса (см. таблицу), представленные роговиками, брекчиями и др., отличаются максимальными значениями скоростей продольных волн - 6500 м/с в направлении слоистости и 4350 м/с вкrest напластования при анизотропии скоростей около 13%. Плотность в среднем равна 2,72, достигая в отдельных образцах 2,89 г/см³. Некоторые образцы этого комплекса отличаются максимальным значением магнитной восприимчивости - $250 \cdot 10^{-6}$ ед, хотя для большинства из них характерной является восприимчивость не более $35 - 40 \cdot 10^{-6}$ ед.

Судя по физическим параметрам, описанные породы подобны отложениям мезо - палеозойского возраста Сахалина, Приморья и других регионов переходной зоны, скорости продольных волн в которых до 6,5 км/с.

Наиболее типичным для верхнего мела можно считать окварцованный песчаник. С подобными породами может быть связан сейсмический слой, характеризующийся граничной скоростью 4,8 - 5,0 км/с.

Туфодиамитовая (N_1^1) и песчано - конгломератовая толщи (N_1^2) характеризуются значениями объемной плотности 1,21-2,60 г/см³ и скорости 1690-3430 м/с.

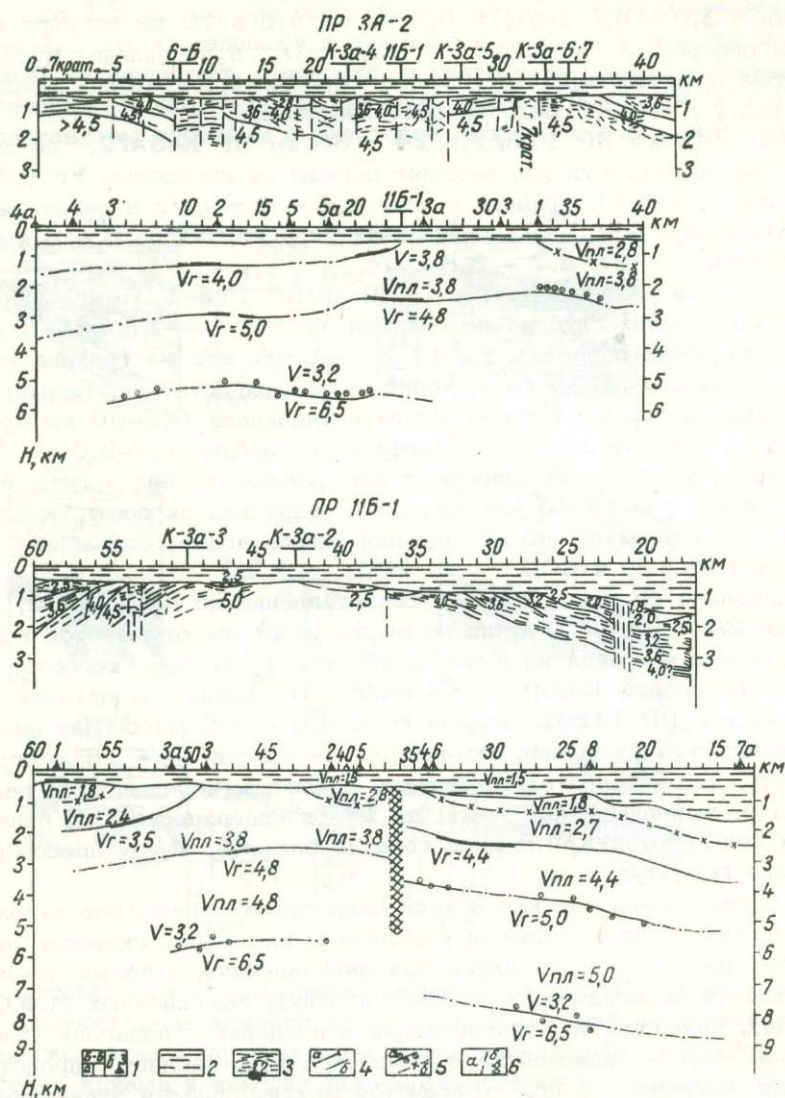


Рис. 4. Сопоставление разрезов КМПВ и НСП: 1 - положение особых точек на профилях (а - пересечение профилей, б - положение станций наблюдения); 2 - водная толща; 3 - толща отложений, определенная по данным НСП; 4 - границы, определенные по встречной системе (а) и одиночным полям (б); 5 - участки границ, рассчитанные по точечным зондированиям (а), решением прямой задачи по одиночным годографам (б); 6 - зоны нарушений, определенные по НСП (а) и КМПВ (б)

Из туфобрекчиевой толщи ($N_1^3 - N_2^1$) проанализирован один образец пемзовой туфобрекчии, имеющий объемную плотность 1,6 г/см³ и скорость

1180 - 1340 м/с.

Физические параметры горных пород

№ образца	V _p м/с			ρ г/см ³	μ · 10 ⁻⁶	Название породы
	максим.	средняя	миним.			
Породы мезо-палеозойского комплекса						
1109/2	6400	6080	6000	2,74	35-50	брекчия
1109/10	6080	5150	4350	2,62	-	кварцит
1123/6	6500	6460	6080	2,89	200-250	метадиабаз
1124/7	5820	5750	-	2,71	40	роговик
1124/9	5950	5820	5780	2,63	-	кварцевый порфир
Породы мелового возраста						
1110/2	5130	5000	4950	2,57	1200	окварцованный песчаник
Туфодиадомовая толща						
1125/5	2580	2320	2170	1,67		песчано-карбонатная конкреция
1126/5	2720	2640	2440	1,26		туфодиадомит
1126/6	2650	2230	2010	1,21		- " -
Песчано-конгломератовая толща						
1128/1	3160	2800	1760	2,30		алеврит
1128/2	3430	3350	3060	2,34		- " -
1128/3	3180	3160	1690	2,30		- " -
1128/4	2830	2600	2560	2,34		- " -
1126/1a	6150	6080	5900	2,60		галька в конгломерате
1125/1	2430	2360	2020	1,92		алеврит
1125/2	2330	2280	1790	1,90	12-22	песчаник
1126/2	1670	1500	1400	1,97		- " -
1126/4	1900	1790	1580	2,18		- " -
1126/4a	2160	1850	1810	2,20		- " -
Туфобрекчиевая толща						
1102/1	1340	1260	1180	1,60		пемзовая тефобрекчия

Приведенные данные хорошо согласуются со значениями скоростей, определенных выше, что позволяет использовать их при построениях и стратификации разрезов НСП. Выполненные на основе указанных данных разрезы (рис. 5) позволяют наглядно представить строение ядра антиклинали в пределах полигона. На профилях НСП (7Б, К-3А/7, К-3А/6, К-3А/5, 11Б-1; К-3А/4, 6Б), секущих антиклиналь, в рисунке записи хорошо выражена смена углов падения границ на обратные и четко обозначено ядро антиклинали. Левое крыло имеет более сложное внутреннее строение, чем правое. Граница, являющаяся подошвой осадочных пород, четко следует на лентах НСП и подвержена множеству

сбросовых нарушений, синелированных вышележащими отложениями. Внутри пород, слагающих это крыло, отмечается несколько коротких отражающих горизонтов, выходящих к границе раздела под углом $15-20^\circ$. Мощность перекрывающей толщи от 0,6 км до первых десятков метров.

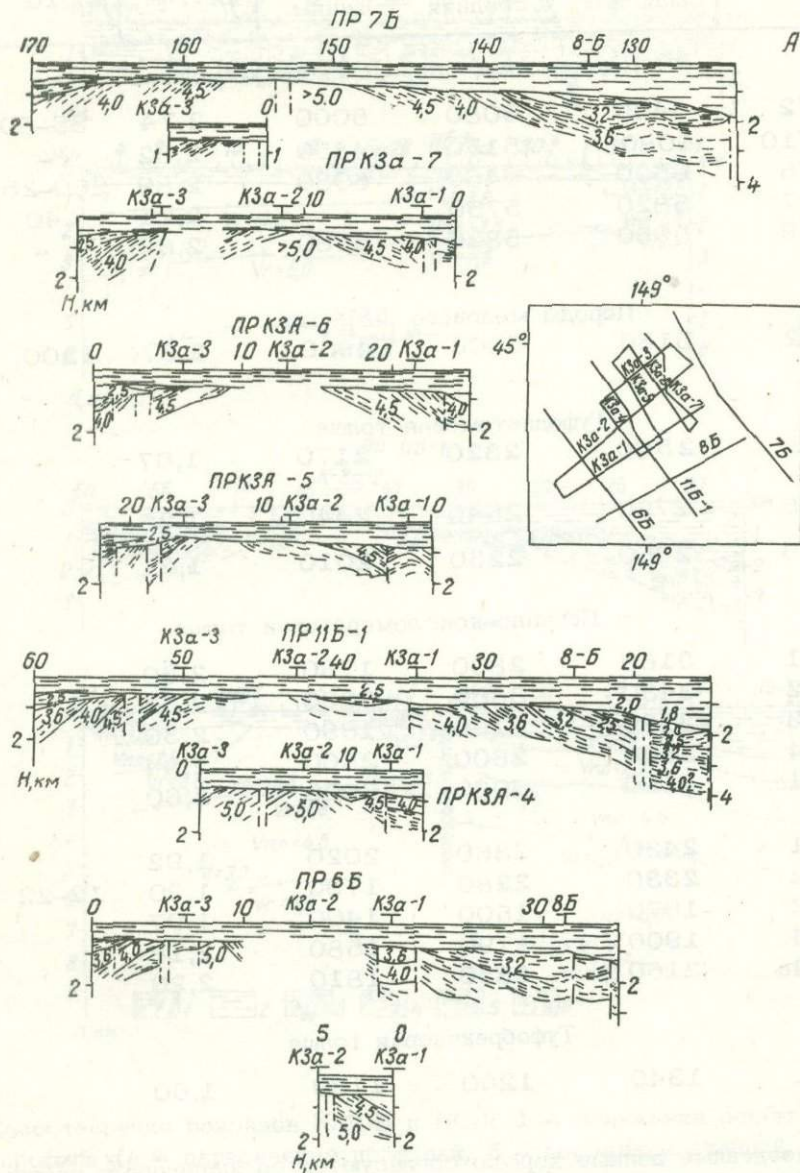


Рис. 5^а Блок разрезов НСП по полигону К-3А в субширотном направлении. На врезке — положение профилей

Правое крыло антиклинали показано региональными профилями 7Б, 11Б/1, 6Б. Здесь нет четкой границы раздела между осадочной толщей и породами, слагающими антиклиналь. Вероятнее всего, за эту границу следует принять

сброса с амплитудой до 250 м (ПР 11Б/1-37 км), протянувшееся по правому борту антиклинали от ПР 6Б до ПР 3А/5. Далее, со сдвигом на 4 км, его можно проследить на ПР К-3А/6 и К-3А/7. Второе нарушение, перекрытое отложениями, прослеживается по левому крылу от ПР 6Б до ПР К-3А/7 (рис. 1).

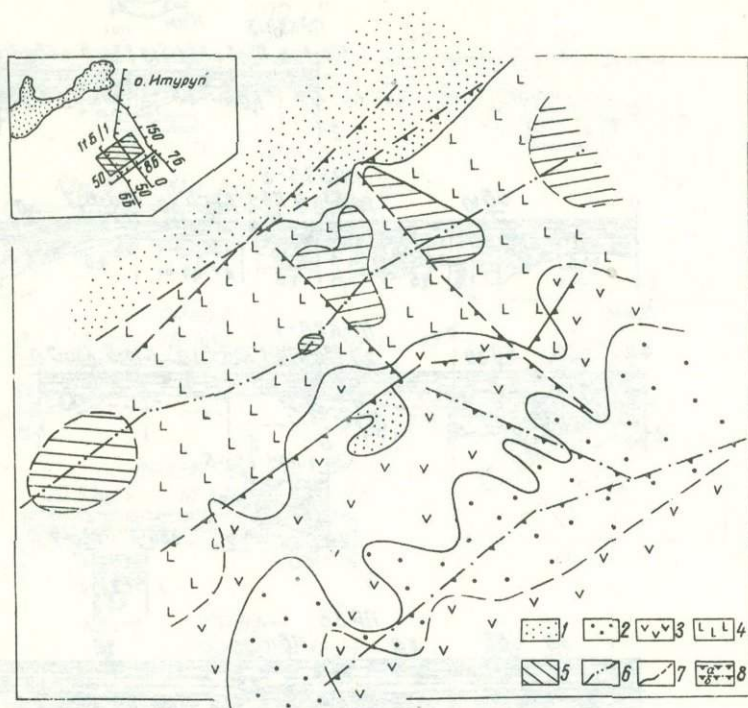


Рис. 6. Схема распространения комплексов пород на полигоне К-3А: 1 - четвертично-аллювиальные разности ($V = 1,6 - 2,0$ км/с), 2 - верхнемиоценовые отложения ($V = 1,8 - 2,5$ км/с), 3 - чижне - среднемиоценовые породы ($V = 2,5 - 3,6$ км/с), 4 - верхнемеловой комплекс ($V = 4,0 - 4,5$ км/с), 5 - выходы мезо-палеозойского комплекса ($V = 5,0$ км/с), 6 - ось антиклинали, 7 - границы расположения комплексов, 8 - нарушения: а) проявляющиеся в рельефе дна, б) погребенные. На врезке расположение полигона

Имеется сеть поперечных нарушений, однако трассируются они с большим трудом (вероятно, эта сеть очень разветвлена). Существенного влияния разрывных нарушений на распределение осадочного материала не наблюдается.

ЛИТЕРАТУРА

Результаты геолого - геофизических исследований по выбору мест заложения буровых скважин в Курило - Камчатском желобе. Отчет, ВИНТИ, 1977, Б 607066.

Снеговской С.С., Неверов Ю.Л. Строение осадочных отложений на акваториях о-ва Итуруп (Курильские острова). - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970, в. 24.

НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

Б.И. Васильев, Р.М. Корнилова

Изучение структуры, мощности осадочных толщ, их вещественного состава, возраста и условий формирования имеет большое научное и практическое значение в вопросе познания общих закономерностей образования и локализации полезных ископаемых.

Возрастающая потребность в минеральных ресурсах обусловила более систематические исследования прибрежной части Тихого океана. С этой целью в 1973 – 1974 гг. проведены геологические исследования шельфа и склона Курило – Камчатского желоба на научно – исследовательском судне "Пегас" (Васильев, 1974). Кроме того, на всех островах Малой Курильской гряды изучены опорные разрезы меловых и неогеновых отложений. В пределах рассматриваемого района выполнено 96 геологических станций драгирования, на 56 из которых подняты коренные породы (рис. 1). В результате исследований получен большой фактический материал¹, который достаточно подробно изучался петрографическим методом. Структурные построения выполнялись на основании данных непрерывного сейсмического профилирования (Минаев и др., 1974).

В рассматриваемом районе ширина шельфа 25 – 30 км, бровка шельфа в юго – западной части района выражена четко и находится на глубине 120 – 130 м, в северо – восточной – перегиб склона менее резкий и располагается на глубине 350 – 400 м. Поверхность его очень ровная, нерасчлененная. Примыкающий к нему континентальный склон в пределах изученной части (до глубины 2000 м; Марков и др., 1967) имеет крутизну 3–5, местами до 8°, и тоже практически не расчленен.

В тектоническом отношении район представляет собой моноклинали, полого наклоненную на юго – восток. В строении моноклинали принимают участие верхнемеловые и неогеновые отложения (рис. 2). Верхнемеловые образования, представленные матакотанской и малокурильской свитами, обнажаются на островах Малой Курильской гряды. Они описаны в ряде работ (Гаврилов, Соловьева, 1973; Геология..., 1964; Казакова и др., 1970), в связи с чем в данной статье не рассматриваются.

Неогеновые отложения представляют собой комплекс пород, различающихся между собой не только вещественным составом, но и сложным пространственным развитием (мощностью и площадным распространением). В этих широко развитых вулканогенно – осадочных отложениях выделяется пять разновозрастных толщ.

1. Нижняя диатомитовая толща обнажена на склоне Курило – Камчатского желоба в приподнятом тектоническом блоке на глубинах от 350 до 2500 м и состоит преимущественно из диатомитов и туфодиатомитов при резко подчиненном содержании туфов и туфопесчаников. Внешний облик пород довольно однообразен. Это светло-серые массивные, некрепкие и неплотные отложения. В их минеральном составе существенную роль играет органогенное вещество

¹ Помимо авторов в обработке материала приняли участие: Л.А.Табоякова (спорово-пыльцевой анализ), В.П.Болдырева (диатомовые), Т.Г.Калишевич (макрофауна), Л.Н.Коблова (микрофауна), О.А.Сычева (флора).

(60–85% всей породы), представленное скорлупками диатомей различной сох-

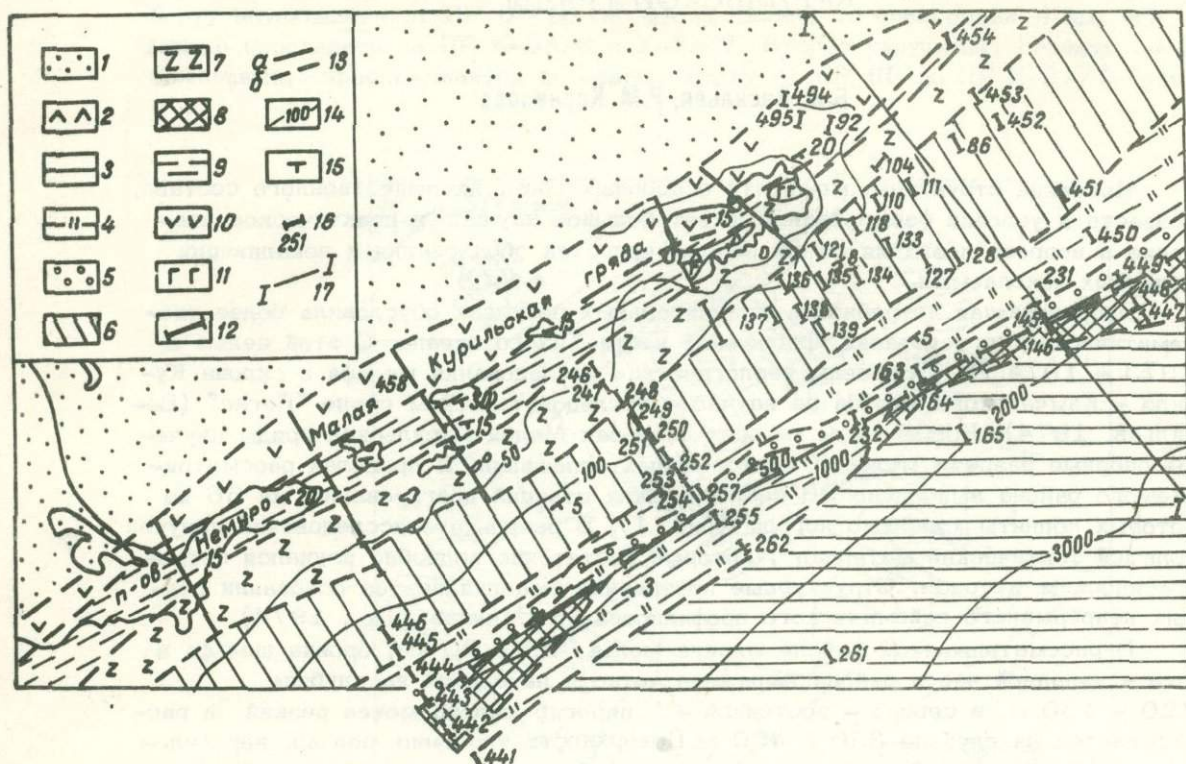


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Малой Курильской гряды: 1–2 – четвертичные образования: 1 – пески, илы, алевроиты, гальки, гравий, ракушняк; 2 – базальты, андезиты, их туфы; 3 – верхний плиоцен–плейстоцен: плотные алевроиты с рассеянной галькой, местами пески; 4,5 – верхний миоцен–нижний плиоцен: 4 – некрепкие туфогенные алевролиты, диатомиты, песчаники, прослой гравелитов и конгломератов (туфодиатомитовая толща); 5 – туфо–конгломераты, гравелиты, конглобрекчии; 6 – средний миоцен: косослойные песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, углистые сланцы, прослой угля; 7 – нижний–средний миоцен: базальты, андезиты, их туфы, туфобрекчии, прослой туфогенно–осадочных пород (зеленовская свита); 8 – нижний миоцен: диатомиты, туфоалевролиты, конгломераты; 9,10 – верхний мел: 9 – туфогенные алевролиты и песчаники с прослоями туфов и туфобрекчии (малокурильская свита), 10 – подушечные лавы основного и среднего состава, туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты (матокотанская свита); 11 – верхнемеловые (?) габброиды; 12 – разломы; 13 – геологические границы: а – установленные, б – условные; 14 – изобаты; 15 – элементы залегания слоев; 16 – геологические станции и их номер; 17 – линии геологического разреза

ранности, сферами кораллов и радиолярий. Спорадически встречаются раковины фораминифер.

Вулканогенный материал (7 – 35%) сравнительно свеж и состоит в основном из вул. лавического стекла характерной рогульчатой формы, оскольчатых

кристаллов плагиоклаза, пироксена и редко эффузивных пород. Связующая масса полиминеральна, представлена глинистыми минералами из группы монтмориллонита и хлорита с незначительной примесью карбонатного вещества.

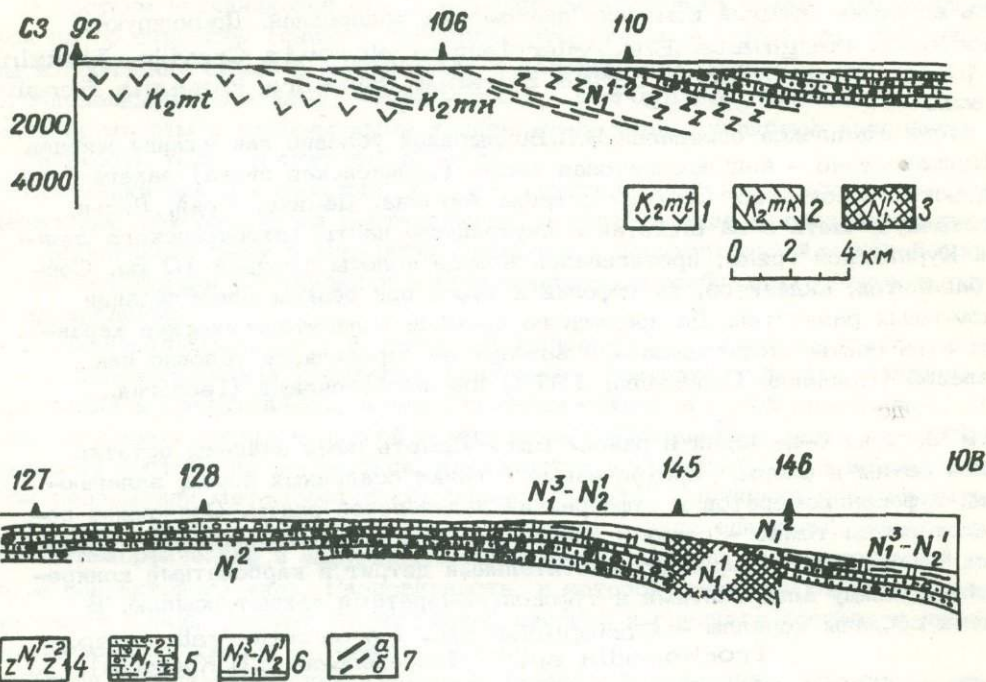


Рис. 2. Схематический геологический разрез по линии 1-1 (показана на рис.1):
 1,2 - верхний мел: лавы основного и среднего состава, туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты (матакатанская свита); 2 - туфогенные алевролиты и песчаники с прослоями туфов и туфобрекчии (малокурильская свита); 3 - нижний миоцен: диатомиты, туфоалевролиты, туфоконгломераты; 4 - нижний-средний миоцен: базальты, андезиты, их туфы и туфобрекчии, прослой туфогенно-осадочных пород (зеленовская свита); 5 - средний миоцен: песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, углистые сланцы, прослой угля; 6 - верхний миоцен - нижний плиоцен: туфодиатомиты, туфоалевролиты, конгломераты; 7а- геологические границы, 7б - разлсмы

Туфы кристалловитрокластические состоят из стекла (75-80%) и кристалл-

лов моноклинного пироксена и плагиоклаза, присутствующих в равных соотношениях. Цемент глинисто - хлоритовый порово-контактового типа.

Вулканомиктовые песчаники встречаются редко. По количественному соотношению минеральных компонентов они относятся к собственно грауваккам (Шутов, 1967). Обломочный материал хорошо сортирован и характеризуется постоянством минералогического состава. Обломки эффузивных пород среднего состава составляют 75-85% обломочной части. Обломки осадочных пород (10-15%) представлены хорошо сортированными песчаниками аркозового состава, метаморфическими кварцитами и кремнисто-слюдистыми сланцами. В виде единичных зерен встречаются кварц, глауконит и пироксены.

Здесь встречен богатый комплекс диатомовых водорослей. Доминируют: *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Asterolampra* aff. *rotula* Creville, *Lisitzinia ornata* Jouse, *Kisselevitella carina* Sheshuk, *Synedra jouseana* Sheshuk, *f. jouseana*.

Возраст этого комплекса определен В.П.Болдыревой условно как нижний миоцен.

2. Вулканогенно - конгломератовая толща (зеленовская свита) залегает на малокурильской несогласно. Слагает острова Анучина, Демина, Юрий, Лисьи, юго - восточную часть о-ва Шикотан и внутреннюю часть Тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды, протягиваясь в виде полосы шириной 10 км. Состоит из базальтов, андезитов, их туфолав и туфов при резком преобладании грубообломочных разностей. До последнего времени палеонтологическая характеристика этой свиты отсутствовала и возраст ее определялся условно как верхнемеловой (Гаврилов, Соловьева, 1973) или палеогеновый (Геология..., 1964).

В 1973 г. на о-ве Юрий в районе мыса Ломоть нами найдены остатки ископаемой фауны и флоры, приуроченные к пачке осадочных пород, залегающих среди туфоконгломератов и туфобрекчий зеленовской свиты. Осадочные породы представлены темно - серыми алевролитами с редкими прослоями среднезернистых песчаников, содержащих растительный детрит и карбонатные конкреции. Контакт между алевролитами и туфоконгломератами закрыт осыпью. В алевролитах собраны кораллы - *Cariophyllia* sp., *Paratrochocyathus* sp., *Trochosmia* sp. (определения Е.В. Краснова), пелещиподы - *Yoldia* (*Cnesterum*) ex gr. *scissurata* Dall (?), *Palliolium* (*Delectopecten*) *watanadei* (Yok.), *P.* (*Delectopecten*) cf. *kriljonensis* L.Kricht., *Astaste* *Tridonta*) *borealis* (Cchumacher), *Macoma nipponica* (Tokunaga), *Dentalium* sp. indet.

(определения Т.Г.Калишевич).

По заключению Т.Г.Калишевич, возраст рассматриваемых отложений среднемиоценовый.

В составе спектра господствует пыльца растений. Среди голосеменных преобладают *Pinus* и *Tsuga* трех видов. Обычны *Adies* и *Picea*. Среди покрытосеменных преобладают мелколиственные *Betula* и *Alnus*. Приведенный спектр характерен для холмской свиты (нижний - средний миоцен).

На о-ве Анучина в глыбе, состоящей из туфобрекчий зеленовской свиты, обнаружен спорово - пыльцевой комплекс, характерный для верхнего сенона. Следовательно, грубообломочный терригенный материал в период формирования зеленовской свиты поступал за счет размыва верхнемеловых отложений. Таким образом, между малокурильской и зеленовской свитами устанавливается значительный перерыв - выдает весь палеоген и, возможно, низы миоцена.

Мощность вулканогенно-конгломератовой свиты по построению достигает

1600 м.

Состав свиты и содержащиеся в ней органические остатки указывают на формирование ее в прибрежно — морских условиях.

3. Песчаниковая свита, залегающая согласно вулканогенно-конгломератовой свите, слагает большую часть шельфа. Она протягивается в северо — восточном направлении в виде полосы шириной около 20 км на глубинах от 50 — 70 до 150 — 200 м. На внешнем шельфе эта толща трансгрессивно перекрывается туфодиазомитовой толщей верхнего миоцена — нижнего плиоцена.

В составе песчаниковой свиты выделяется несколько пачек, выдерживающихся по простиранию (снизу): туфоаргиллиты светло — серые, туфопесчаники, туфы и песчаники серые с желтоватым и зеленоватым оттенком, песчаники с многочисленными остатками *Venericardia ferruginea* Clessin, черные аргиллиты с карбонатными конкрециями, уголь, углистые аргиллиты.

Мощность толщи достигает 2000 м.

Песчаники среднезернистые, хорошо сортированные, массивные, с заметным содержанием обуглившегося растительного детрита в виде мелких веток кустарника. Значительно реже встречаются разности с горизонтальной и косою слоистостью, текстурами взмучивания и включениями дискообразных обломков глинистых алевролитов.

По минеральному составу среди них выделяются собственно граувакки и кварц — полевошпатовые граувакки. Собственно граувакки слагают большую часть толщи и представлены двумя разновидностями: в одной преобладают обломки осадочных пород, в другой — эффузивных. Обломочная часть первой разновидности состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов при весьма невысоком содержании метаморфических пород (3—10%). Песчаники и алевролиты (в обломках) кварц — полевошпатового состава, в виде единичных зерен встречаются метаморфические и эффузивные образования. Цемент гидрослюдистый порово — контактового типа. Разновидность, в которой преобладают обломки вулканогенных пород, состоят из эффузивов кислого и среднего состава и незначительной примеси кварца и полевых шпатов.

Кварц — полевошпатовые граувакки развиты ограниченно. Это среднезернистая хорошо сортированная порода, размер обломочных зерен варьирует от 0,2 до 0,5 мм. В их состав входят: кварц (35 — 40%), полевые шпаты, в том числе и калиевые (30 — 35%), биотит (5%), обломки эффузивных и осадочных пород (10 — 15%). Цемент глинисто — хлоритовый порово — контактового типа.

Туффиты представляют собой серую среднезернистую породу со слабой сортировкой обломочного материала. Размер зерен варьирует от 0,1 до 0,8 мм. Обломочная часть состоит из вулканического стекла (60 — 70%), оскольчатых кристаллов пироксена и плагиоклаза (10 — 15%) и обломков эффузивных пород (3 — 5%). Цемент глинистый, переполненный скорлупками диатомей.

Туфоалевролиты состоят из вулканического стекла (20 — 40%), полевых шпатов (15 — 25%), кварца (7 — 10%), обломков эффузивных пород (3 — 5%). Обломочный материал хорошо сортирован. Цемент глинистый, гидрослюдистого состава.

Туфоаргиллиты встречаются редко. Это плотная порода, основную массу которой слагает тонкозернистый материал хлоритово — гидрослюдистого состава. Терригенная примесь не превышает 6% и представлена обломочками вулканического стекла, единичными зернами кварца и бурой слюды.

Спорово — пылевой комплекс, определенный из алевролитов и песчаников рассматриваемой толщи, сходен с комплексом зеленовской свиты и характерен для среднего миоцена. Такой же возраст устанавливается и по комплек-

су диатомей, который сопоставляется с диатомовым комплексом формации Оннагава на п-ове Ога (о - в Хонсю). Разрез этой формации на п-ове Ога один из опорных разрезов неогена севера Тихоокеанской области, так как возраст его увязан по планктонным фораминиферам с Европейской шкалой (Гладенков, 1974).

4. Верхняя туфодиатомитовая толща трансгрессивно залегает на подстилающих отложениях и слагает бровку шельфа и обследованную часть склона Курило-Камчатского желоба. В ее состав входят: туфодиатомиты зеленовато - серые, с ходами камнеточцев, с остатками тонкостенных раковин пелелипод, туффиты, туфоаргиллиты и туфоалевролиты, базальты пироксеновые и мелкообломочная пемзовая брекчия.

По минеральному составу породы рассматриваемой толщи аналогичны такому в нижней туфодиатомитовой.

Верхние туфодиатомитовые отложения прослеживаются до глубины 200 м.

По данным спорово - пыльцевого и диатомитового анализов, возраст верхней туфодиатомитовой толщи следует считать верхнемиоценовым - нижнеплиоценовым.

5. Алевролитовая толща, видимо, трансгрессивно перекрывает верхнеплиоценовые отложения. Она представлена зеленовато - серыми и зеленовато - желтыми плотными алевритами, в которых встречаются рассеянная галька и гравий, а также одиночные трубчатые норы беспозвоночных животных.

Мощность толщи не превышает 100 м. Возраст ее, по данным спорово - пыльцевого анализа, установлен как верхний плиоцен - плейстоцен.

Современные осадки на Тихоокеанском шельфе развиты спорадически, имеют небольшую мощность, хорошо промыты.

Вблизи берега о-ва Шикотан, развиты песчано - гравийные - галечниковые отложения, состоящие преимущественно из пород матакотанской и малокурильской свит. Окатанность материала различная.

На глубине 50 - 60 м остров окаймлен полосой (шириной 1-1,5 км) грубообломочных органогенно - детритусовых песков, состоящих из обломков раковин моллюсков и кораллов. Иногда наблюдается примесь хорошо окатанного гравия. Далее располагается полоса шириной 3 - 5 км, лишенная осадков, а за ней полоса серых разнозернистых полимиктовых песков с гравием и галькой. В составе гальки встречаются граниты, яшмовидные породы, кремнистые сланцы и роговики.

На бровке развиты грубообломочные отложения, представленные различно окатанной галькой, гравием, валунами, глыбами и щебнем, среди которых присутствуют: роговики, плагиогранит мелкокристаллический биотит - рогообманковый, гранодиорит, кварцевый порфир, андезит, красносургучная яшма и др.

На глубине 1500 м склон выполаживается, и на нем залегают зеленовато-желтые песчанистые алевриты с галькой плагиогранитов, роговиков, яшм, алевролитов, базальтов, гранит - порфиров, габбро-диабазов, долеритов и др. С глубины 2600 - 2750 м подняты зеленовато - серые алевриты с линзами темно - серого разнозернистого песка.

Основные черты геологического развития

Приведенный выше материал позволяет дополнить существующие представления о геологическом развитии Курильской системы и отдельных ее звеньев (Геология..., 1964; Геологическое развитие..., 1962; Марков и др., 1967).

Кайнозойская история рассматриваемого района может быть реконструирована достаточно полно. В палеогене весь район представлял собой сушу, являю-

шуются, видимо, восточной окраиной азиатского континента. В нижнем миоцене началось опускание территории, располагавшейся в пределах внешней части современного Тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды и примыкающей к нему верхней части (до 1000 – 1500 м) склона Курило – Камчатского желоба. Здесь в условиях мелкого моря началось формирование туфогенно – осадочной толщи с остатками диатомей и глауконитом, продолжавшееся затем в течение всего неогена. На мелководный характер указывает наличие конгломератов пляжевого типа, а также сублиторальные и неретические комплексы диатомей. К юго – востоку от этого участка располагалась суша, с которой происходил снос обломочного материала.

На внутреннем шельфе Малой Курильской гряды в конце нижнего миоцена после длительного перерыва в наземных и прибрежно – морских условиях возобновилась и продолжалась в среднем миоцене вулканическая деятельность, в результате которой накопилась толща базальтов, андезитов, их туфов, лавобрекчий и туфоконгломератов с линзовидными прослоями туфогенно – осадочных пород. Снос обломочного материала происходил с поднятия, располагавшегося на месте теперешнего Южно – Курильского пролива, где на поверхности были выведены не только верхнемеловые, но и подстилающие их более древние образования: граниты, гранито – гнейсы, кристаллические сланцы и роговики, встречающиеся в виде обломков в отложениях зеленовской свиты.

По составу продуктов извержения зеленовская свита очень сходна с матакотанской, что может свидетельствовать о сохранении условий магмообразования. Возникновение на внешней стороне Малой Курильской гряды продольного разлома, который довольно уверенно устанавливается по геофизическим данным (Косыгин, Павлов, 1974), обусловило смещение центров вулканических извержений к юго – востоку (Гаврилов, Соловьева, 1973). Образование этого разлома можно считать начальной стадией формирования Курильской островной дуги, развившейся как горстовое поднятие. В юго – восточном направлении вулканогенные образования фациально замещались терригенными осадками.

В среднем миоцене на месте теперешнего шельфа Малой Курильской гряды в условиях обширной прибрежно – морской равнины сформировалась мощная (до 2000 м) терригенная толща с конгломератами, углями и мелководной морской фауной. Продукты разрушения сносились с поднятий, сложенных породами матакотанской и малокурильской свит. Эти поднятия располагались в пределах островов Малой Курильской гряды, а также на месте средней части склона Курило – Камчатского желоба.

Осадконакопление происходило в условиях компенсированного прогибания, скорость которого ориентировочно может быть оценена в 400 мм за 1000 лет.

В начале позднего миоцена район испытал небольшое поднятие, не сопровождавшееся складчатостью, которое вновь сменилось опусканием.

Область осадконакопления сместилась далее на юго – восток, захватив и большую часть теперешнего склона Курило – Камчатского желоба, а континентальные и прибрежно – морские условия сменились сублиторальными и неретическими. Лишь отдельные участки территории возвышались над уровнем моря и служили поставщиками обломочного материала.

В конце плиоцена – плейстоцене произошло флексуобразное опускание внешней части шельфа, сопровождавшееся подвижками по продольным разломам, в результате чего образовался ступенчатый склон Курило – Камчатского желоба. Более интенсивный процесс опускания происходил в северо – восточной части района, где бровка шельфа опущена на глубину 350– 400 м, в то время как в юго – западной части она находится на глубине 120 – 130 м. Такое погружение в северо – восточном направлении испытывают отдельные маркирующие

горизонты и разломы.

В голоцене продолжалось опускание шельфа с одновременным шарнирным поднятием островов Малой Курильской гряды, о чем свидетельствует наклон морских четвертичных террас на южных островах этой гряды в сторону Курило-Камчатского желоба.

Литература

- Васильев Б.И. О геологическом строении Тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды. — ДАН СССР, 1974, т.219, № 6.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, "Наука", 1973.
- Геология СССР. Т.31 М., "Недра", 1964.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Гладенков Ю.Б. К разработке стратиграфии неогена северной части Тихоокеанской области. — "Сов.геология", 1974, № 4.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеонтологические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Казакова Э.Н., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И. О стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Малой Курильской гряды. — Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970, в.25.
- Косыгин В.Ю., Павлов Ю.А. Гравитационные аномалии и их связи со строением земной коры в районе Южных Курильских островов. — В кн. Структурный анализ дислокаций. Труды ИТИГ, Хабаровск, 1974, с.196-197.
- Марков М.С., Аверьянова В.И., Карташов. И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского района, М., "Недра", 1967.
- Минаев Ю.И., Суворов А.А., Алексеев Б.В. Строение осадочного чехла в Курило-Японском глубоководном желобе по данным МОВ. — "Геология и геофизика", 1974, № 2.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников. — "Литология и полезные ископаемые", 1967, № 2.

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ «ДУГА—ЖЕЛОБ—ОКЕАН»

Ю.Н. Минаев, Л.В. Богданова

Построение региональной основы для интерпретации геолого – геофизических данных невозможно без знания скоростных характеристик разреза твердой земной оболочки. Геологи и геофизики, изучающие глубинное строение земной коры на морях и океанах, а особенно в таких сложных структурных системах, как "дуга – желоб – океан", придают большое значение получению этих характеристик.

Изучение скоростных характеристик литосферы в Курило – Камчатском регионе начато еще в период Международного геофизического года (1957 – 1958 гг.) и продолжено в 1963–1975 гг. В основном эти работы проводились методом ГСЗ (Гальперин и др., 1958; Вейцман, 1965; Тулина, 1969; Суворов и др., 1970; Жильцов и др., наст.сб.). С 1973 г. в зоне Тихого океана, прилегающей к Курильской островной дуге, отработано большое количество профилей методом НСП–ЦЛ. При работе этим методом отсутствует линейный масштаб глубинного строения земной коры из-за невозможности получения ее скоростной характеристики, поэтому авторы статьи дают рекомендации для использования обобщенных скоростных характеристик геологической среды, являющихся наиболее вероятными для исследуемого района.

В условиях описываемой системы (как и в других районах переходной зоны с блоковым строением земной коры) сейсмические границы обычно прерывисты, с резко изменяющимися скоростными свойствами вдоль трассы наблюдений, поэтому здесь крайне ограничены возможности получения строгих взаимосвязанных систем наблюдений, принятых в методе преломленных волн. В этих случаях практически важное значение приобретают (Справочник геофизика, 1966) способы интерпретации, основанные на обработке одиночных годографов КМПВ и их отдельных ветвей с представлением результатов в виде кривых изменений истинных ($V_{\text{ц}}$) и средних (\bar{V}) скоростей с глубиной (H). Расчеты таких кривых с успехом опробованы при изучении глубинного строения Южно – Охотского сектора и других районов переходной зоны (Суворов, 1975). Подобные расчеты проделаны нами по большинству материалов ГСЗ в точках пересечения профилей ГСЗ и НСП, выполненных в Курильской системе "дуга – желоб – океан". Для определения скоростных характеристик конкретных осадочных комплексов совместно анализировались скоростные характеристики среды этого района, полученные по работам МОВ в предыдущие годы, и новые расчетные данные.

Расположение пунктов, в которых рассчитывались скоростные кривые и колонки, показано на рис. 1.А. Результаты расчетов использовались при построении сейсмических разрезов НСП в пределах основных структурных элементов этой системы (Результаты ..., 1977). Расчет скоростных параметров глубинной части земной коры производился по обобщенным, в виде совокупности значений $t_n(R_n)$, годографам первых волн, в которые введена поправка за водную толщу. Сглаживание производилось "скользящим осреднением" по обеим координатам (время и расстояние). Интерпретация вычисленного годографа осуществлялась по методике, предложенной О.К.Кондратьевым (Кондратьев, Гамбурцев, 1963).

Анализ скоростных характеристик, по данным исследований последних лет. (Результаты..., 1977; Зверев, Мерклин, 1966; Жильцов, 1970; Минаев и др.

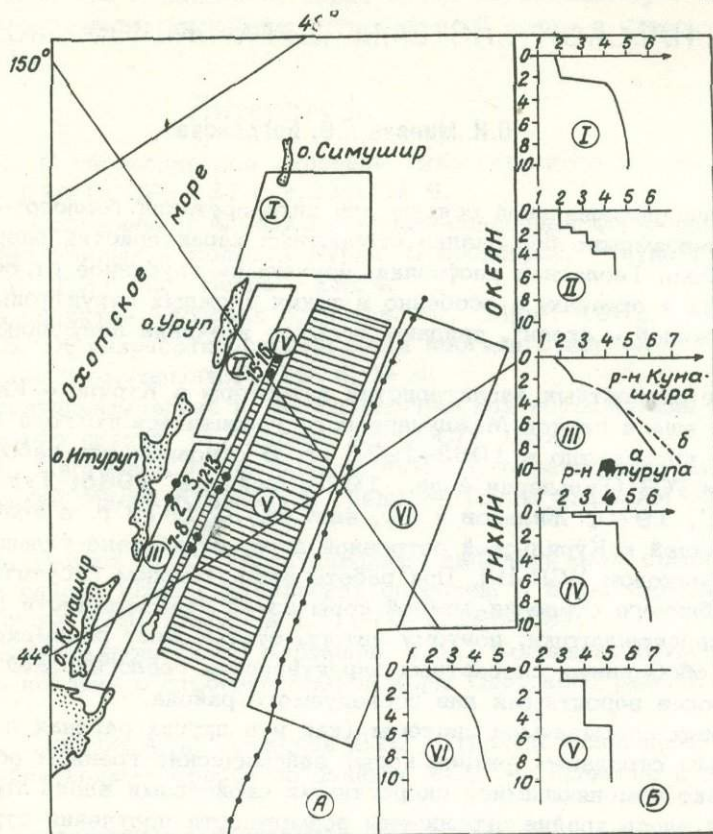


Рис. 1. Скоростное районирование Курильской системы дуга - желоб - океан.

А. 1-У1 - участки, характеризующиеся своими скоростными моделями:

1 - пролив Буссоль; 11-о. Уруп - северная часть о-ва Итуруп, 111- Южно - Курильская синклиналь.

1У - Мало - Курильская антиклиналь, У - Западный (островной) склон желоба, У1- Восточный (океанический) склон желоба и вал Зенкевича.

2,3,7,8,12,13,15,18 - точки пересечения профилей ГСЗ и МОВ НСП-ЦЛ.

Б. Скоростные колонки участков 1-У1.

1974) позволяет выделить следующие участки, характеризующиеся своими скоростными моделями: прол. Буссоль, о-в Уруп и северная часть о-ва Итуруп, Южно-Курильская синклиналь, Мало-Курильская антиклиналь, западный (островной) и восточный (океанический) склоны: желоба и вал Зенкевича.

В районе прол. Буссоль верхняя часть разреза представлена низкоскоростными осадками (1,8 - 2,0 км/с.). Скорости этих осадков имеют тенденцию к постепенному нарастанию с глубиной. Эти осадочные породы подстилаются более уплотненными - со скоростью 3-5 км/с, также увеличивающейся с глубиной. Мощность второго слоя довольно большая, приблизительно 10 км, мощ-

ность же верхнего слоя колеблется в пределах 0–2 км.

На участке о-в Уруп – северная часть о-ва Итуруп скоростная характеристика разреза представляется графиком сложноступенчатой формы. Она указывает на наличие нескольких слоев осадков, сильно различающихся по скорости. Мощности слоев колеблются в пределах 0,4 + 2 км, скорости – 2,4 + 4,5 км/с.

В Южно – Курильской синклинали наблюдается значительное увеличение мощности осадочного чехла. Иногда она достигает 3 км, скорости в осадках с глубиной монотонно нарастают (Снеговской, Неверов, 1970). Верхний комплекс рыхлых осадков (1,6–2,0 км/с) подстилается более уплотненными вулканогенно – эффузивными породами (более 3 км/с).

Хребет Витязя, представляющий ядро Мало – Курильской антиклинали, почти лишенное осадочного комплекса, протягивается вплоть до о-ва Симушир. По данным НСП, ядро антиклинали сложено высокоскоростными породами. Скоростная колонка для данного района должна иметь следующий вид (рис. 1,Б): самый верхний комплекс, средняя скорость которого 3,5 км/с, имеет малую мощность (0,4 км), далее скорость резко увеличивается и уже на глубине 3 км вырастает до значения 5,5 км/с.

Восточный склон антиклинали (западный склон желоба) сложен уплотненными породами с высокой, для осадков, скоростью. Только в заполненных осадками террасных углублениях встречаются "нормальные" осадочные породы со скоростью 1,9 – 2,5 км/с. Однако они имеют небольшую мощность и протяженность и на рисунке не приводятся. Чаще здесь преобладают комплексы со скоростью 3 км/с, в некоторых местах они достигают мощности 1 км.

Осевую часть желоба, его океанический склон и вал Зенкевича можно объединить в один регион с единой скоростной колонкой, поскольку здесь наблюдается схожее строение осадочного чехла, характеризующегося малой мощностью и небольшой скоростью, но всегда подстилающегося довольно высокоскоростными породами (Зверев, Мерклин, 1966; Минаев и др., 1974). Скорость в верхних толщах монотонно возрастает и колеблется в пределах 1,6 + 2,0 км/с.

На рис. 1 показаны точки пересечения профилей МОВ НСП–ЦЛ и ГСЗ, в которых определялась средняя и пластовая скорость на основе использования обоих методов. В результате получены более детальные данные о скорости, стало возможно использование этих скоростных колонок для построения глубинных разрезов при работах МОВ–ЦЛ. С этой точки зрения предлагаемые скоростные модели представляют определенный интерес для интерпретации геофизического материала.

Примером возможности их использования при интерпретации данных МОВ НСП–ЦЛ могут являться разрезы, проиллюстрированные на рис. 3 в статье И.Г. Голтвяницы и Э.Г. Жильцова (наст. сб.).

Литература

Вейшман П.С. Особенности глубинного строения Курило – Камчатской зоны. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1965, № 9.

Гальперин Е.И., Горячев А.В., Зверев С.М. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Жильцов Э.Г. Характеристика осадочной толщи района Южных Курильских островов по данным ГСЗ. – Труды СахНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970, в.24.

Голтвяница И.Г., Жильцов Э.Г. Строение ядра Мало – Курильской антиклинали по результатам исследований НСП. – Наст. сб.

Зверев С.М., Мерклин Л.Р. Глубинное строение юго - восточного склона Курило - Камчатского глубоководного желоба. - "Геотектоника", 1966, № 5.
Кондратьев О.К., Гамбурцев А.Г. Сейсмические исследования в прибрежной части восточной Антарктиды. М, Изд-во АН СССР, 1963.

Минаев Ю.Н., Суворов А.А., Алексеев Б.В. Строение осадочного чехла в Курило - Японском глубоководном желобе. - "Геология и геофизика", 1974, № 2.

Результаты геолого - геофизических исследований по выбору мест заложения буровых скважин в Курило - Камчатском желобе. Отчет, ВИНТИ, Б607066, 1977.

Снеговской С.С., Неверов Ю.Л. Строение осадочных отложений на акваториях о-ва Итуруп (Курильские о-ва). - Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970, в.24.

Суворов А.А., Голтвяница И.Г. О скоростных характеристиках глубинного разреза земной коры в районе о-ва Шикотан. - "Труды СахКНИИ ДВНЦ АН СССР", 1970, в.24.

Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно - Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, "Наука", 1975, с.102.

Справочник геофизика. Т.1У. М., Недра 1966.

Тулина Ю.В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов. В сб.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., "Наука", 1969, с. 90-96.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУРИЛЬСКОГО И ЯПОНСКОГО ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ. ИХ СХОДСТВО И РАЗЛИЧИЕ

А.Я. Ильев, А.А. Суворов, Э.Г. Жильцов, И.Г. Голтвяница, Ю.Н. Минаев,

Л.Н. Шустов, М.Г. Егорова, Г.Н. Шереметьева

В соответствии с программой Международного Геодинамического проекта по проблеме изучения активной окраины континента и океана Сахалинским комплексным научно - исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР в 1976-77 гг. выполнены детальные сейсмогеологические исследования на акваториях Курильского и Японского глубоководных желобов (Результаты ..., 1977; Ильев, Суворов, 1977). Изучались закономерности в изменении структуры и мощности осадочной толщи в пределах подводных окраин соответствующих островных дуг, внутренних и внешних склонов желобов, а также их осевых частей; исследовались вещественный состав и стратиграфическая принадлежность геологических образований, обнажающихся на дне акваторий. Анализировались также данные советских (Минаев и др., 1974; Результаты..., 1977; Жильцов и др., наст. сб.) и зарубежных исследователей (Geological Investigation of Japan ..., 1977), проводивших аналогичные работы в указанных и смежных районах (рис. 1).

Остановимся вначале на морфоструктурной и литологической характеристиках основных комплексов, распространенных в пределах области каждого из рассматриваемых желобов.

В районе южной части Курильского глубоководного желоба (с северо-запада на юго-восток) выделяются следующие главные морфоструктуры (Результаты ..., 1977): Большая Курильская дуга, внутренний склон глубоководного желоба, осевая часть желоба, внешний океанический склон и вал Зенкевича. На внутреннем склоне желоба прослежены разломные зоны, образующие три ступени на различных батиметрических уровнях с протяженными линейными структурами: Южно-Курильская синклираль и Мало-Курильская антиклираль (I ступень), внешняя синклираль и фронтальная антиклираль (II ступень), а также линейно вытянутый приосевой блок (III ступень).

В пределах каждой из выделенных структур по характеру волнового поля (протяженность отражающих горизонтов, углы падения, степень дислоцированности, интенсивность отражений и другие факторы) выявлено несколько комплексов пород, слагающих верхнюю часть разреза земной коры (рис. 2). Они представлены осадочными образованиями, скорость распространения сейсмических волн в которых изменяется от 1,6 до 3,2 км/с (Суворов, 1975; Туезов, Жильцов, 1972). В ядрах антиклиналей на поверхность дна выходят нерасчлененные образования со скоростью от 3,6 до 5,6 км/с (Суворов, 1975), которые являются фундаментом выявленных осадочных комплексов.

Осадочные комплексы прослеживаются на всем протяжении островного склона. Так, в верхней части разреза, нивелируя неровности дна, залегает самая низкоскоростная (2 км/с) толща горизонтально - слоистых осадочных отложений. Мощность ее убывает от 250 до 50 м с увеличением глубины моря в сторону приосевого блока. С заметным угловым несогласием она пе-

рекрывает вторую толщу пород со скоростью 2,5 – 3,2 км/с. Слабо нарушенная в пределах Южно – Курильской синклинали и правого крыла Мало – Курильской антиклинали эта толща испытывает значительную деформацию в пределах внешней синклинали, фронтальной антиклинали и приосевого блока, где выходит на поверхность дна. Мощность ее не зависит от глубины моря и составляет примерно 2 км (рис. 2).

Наибольшие трудности встречаются при интерпретации материалов НСП осевой части желоба. Здесь получено несколько разновидностей сейсмических записей. Почти на всех разрезах отражающая граница кровли второго океанического слоя прослеживается под приосевой блок островного склона до 12 км от оси желоба и до 2 с от поверхности дна. Во многих случаях (ПР. 8, 1Б, 2Б, 3Б, 7, 2) вместе с ней прослеживается и граница, продолжающая дно океанического склона. Нигде в осевой части желоба не обнаружены слоистые осадки, единой толщей перекрывающие островной и океанический склоны. Было показано, что осевая часть желоба разбивается отрогами, вдающимися в нее со стороны островного и океанического склонов. Делается предположение, что в районе южной группы профилей сочленение океанического и островного блоков может происходить по уступу с перепадом глубин 0,5 – 2 км. На обоих бортах осевой части желоба наблюдаются сбросовые нарушения.

Отмеченные особенности строения желоба могут быть объяснены молодостью этой структуры в ее современном виде. Для более достоверного определения природы границ в районе оси желоба следует провести отработку детального полигона с целевыми задачами.

На разрезах океанического склона и вала Зенкевича выделены два комплекса. Первый представлен полупрозрачной толщей мощностью до 0,6 км, второй содержит короткие резко очерченные площадки, сформированные дифрагированными волнами, и, возможно, является переходной зоной между пелагическими отложениями и сейсмическим фундаментом. Мощность этого слоя при скорости 2,8 – 3,0 км/с составляет 0,25 – 0,35 км. В пределах океанического склона и вала Зенкевича зарегистрированы структуры типа горстов и грабенов в различных стадиях развития, что может указывать на тектоническую активность окраины океанической плиты (Результаты..., 1977).

На схеме изопакит осадочного чехла в исследуемом регионе, а также на разрезах НСП (рис. 2) хорошо прослеживаются протягивающиеся вдоль основных морфоструктур региона области максимального накопления осадочного материала и области выхода на поверхность дна пород фундамента. Первые приурочены к Южно – Курильской и внешней синклиналям, а также к юго – восточному крылу Мало – Курильской антиклинали и эрозионно – тектонической долине Буссоль. Мощность осадочного чехла находится в прямой зависимости от конфигурации поверхности фундамента и расположения областей сноса и контролируется системой продольных и поперечных нарушений. Выходы пород фундамента наблюдаются в ядрах антиклинали, и, возможно, в приосевом блоке.

Поднятые в этом районе породы отнесены к двум толщам: туфогенно-осадочной и туфодиазомитовой (Результаты ..., 1977). Туфогенно – осадочная представлена аргиллитами, туфогенными светло – серыми углистыми алевролитами, серыми туфами и туфогенными песчаниками, мелкозернистыми неслоистыми с обугленными растительными остатками, туфогравелитами, туфоконгломератами с карбонатным цементом. Имеются включения черного матового угля. Туфопесчаники содержат многочисленные створки раковины *Venericardia ferruginea*

Cless, распространенной в маруямской свите (плиоцен) Сахалина и в головнинской (плиоцен) – Кунашира. Встречаются они и в плиоценовых отложениях Японии.

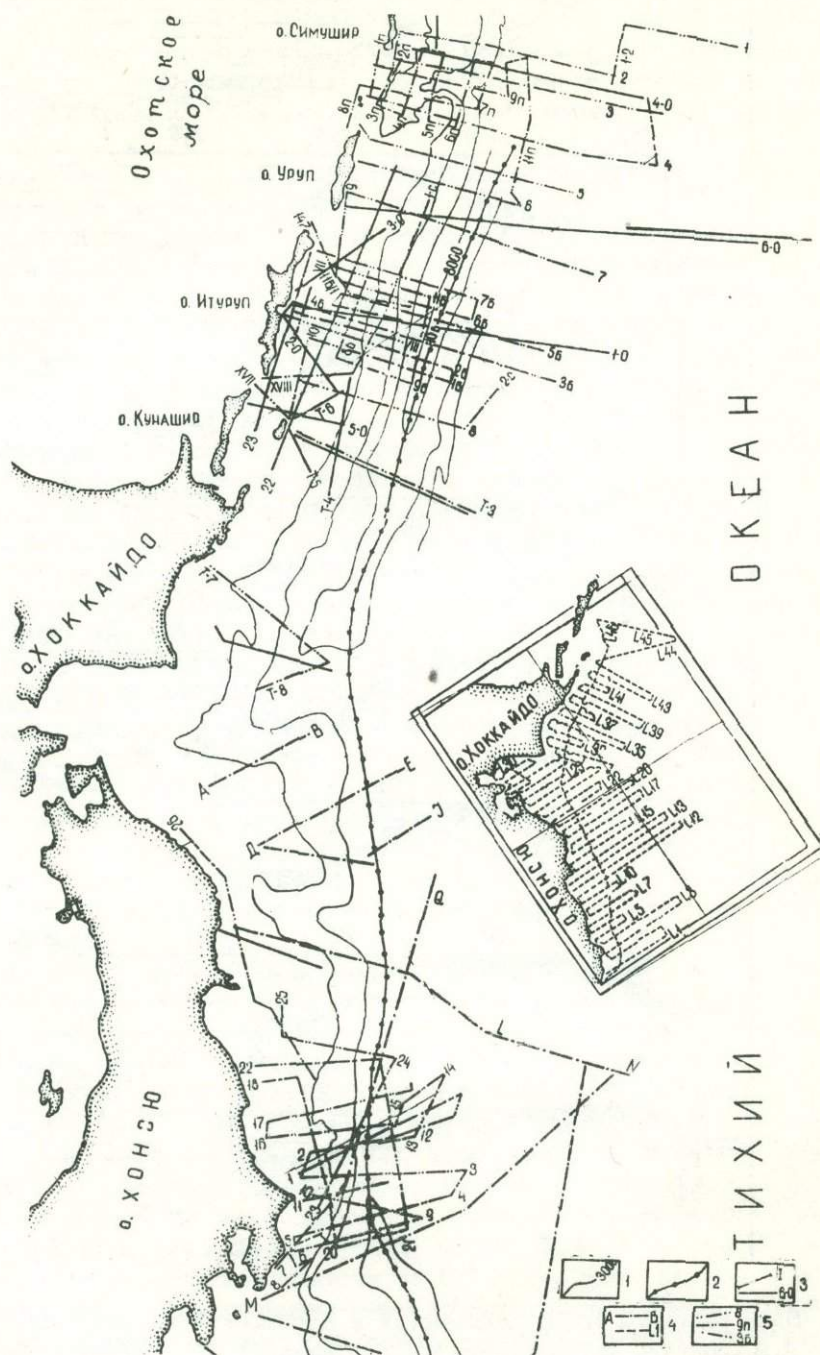


Рис. 1. Схема сейсмических наблюдений, выполненных в пределах Курильской (южная часть) и Японской систем "дуга - желоб - океан" (сост. Ю.Н. Минаев, А.А. Суворов, И.Г. Голтвяница): 1 - изобаты, 2 - ось глубоководных желобов, 3 - профили ГСЗ - КМПВ, 4-5 - профили ИСП-МОЕ зарубежных (4) и советских (5) исследователей. На врезке показана система профилей, отработанная в 1976 г. японскими учеными

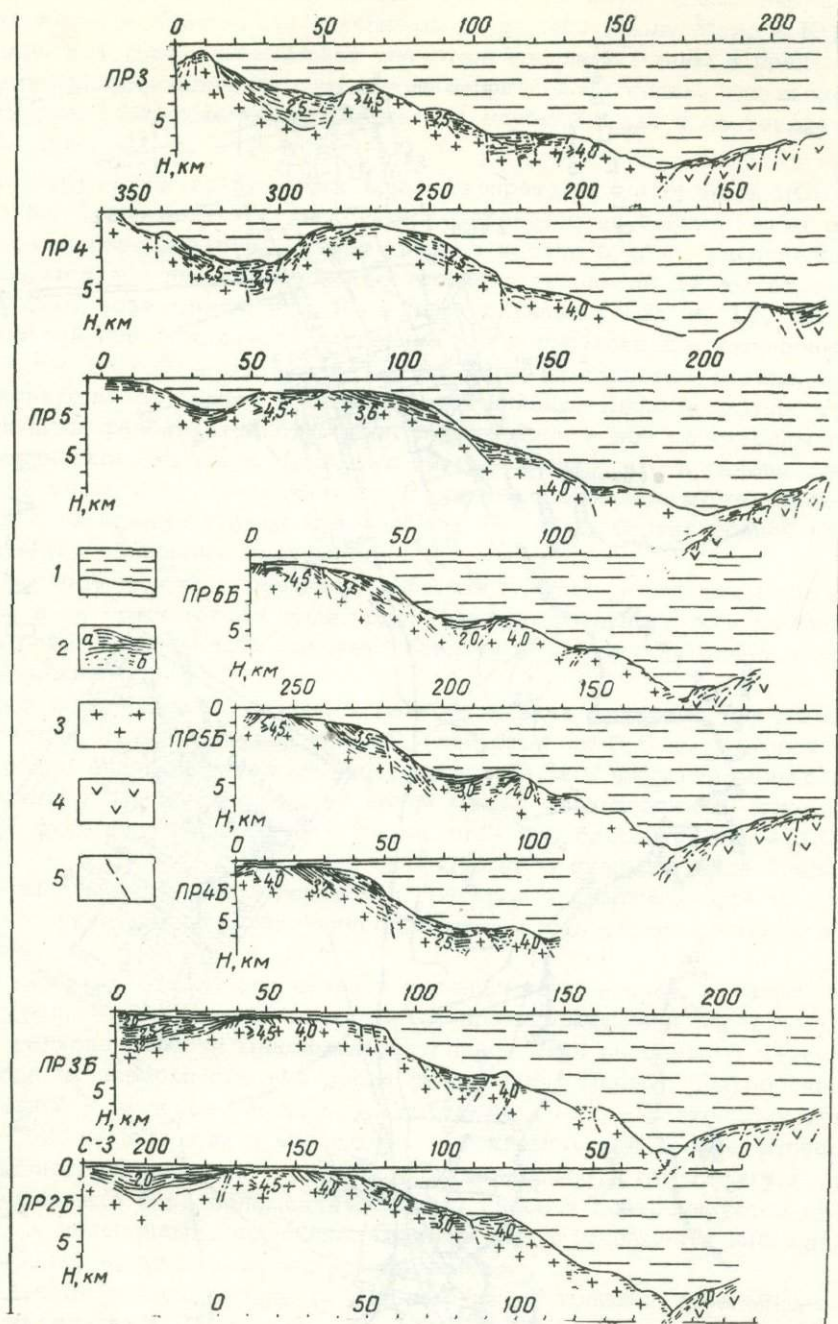


Рис. 2. Блок разрезов НСП, полученных в Курильской системе ДЖО (сост. А. А. Суворов, Э. Г. Жильцов, И. Г. Голтвяница): 1 - водная толща; 2 - осадочные отложения (а - рыхлые, б - уплотненные); 3 - 4 - фундамент континентального (3) и океанического (4) типов; 5 - разломы.

Туфолатомитовая толща сложена зеленовато - серыми туфоалевролитами

с ходами камнеточцев, туффитами алевропелитовой и алевросаммитовой размерности, зеленовато - серой окраски с зернами глауконита, светло - серыми аргиллитами. Встречены черные пироксеновые базальты. В туфоалевролитах найдена фауна: *Malletia inermis* (Yok), *Turitella* sp., *Eulinea* sp.

Первая широко распространена в холмской и невеличской свитах (средний миоцен) Сахалина, в куйбышевской свите (средний миоцен) на о-ве Итуруп.

На основании этих определений возраст выделенных выше толщ можно рассматривать, вероятно, как средний миоцен - плиоцен.

Особенности строения Курильской островной дуги свидетельствуют в пользу недавнего ее образования в результате преобладающих вертикальных движений земной коры (Сергеев, 1976). Мелководный характер отложений, развитых на подводных склонах островов, указывает на то, что глубоководного желоба в период их формирования здесь еще не было. Мелкое море занимало большую часть современных островов. На середину плиоцена приходится перерыв в осадконакоплении. В конце плиоцена началось заложение Курило - Камчатского желоба, выразившееся в прогибании дна с блоковыми движениями по протяженным разломам северо - восточного простирания. Последнее привело к формированию тектонических ступеней на склоне Курило - Камчатского желоба, на уступах которых местами обнажаются докайнозойские породы. С углублением дна моря в плейстоцене на выложенных участках склонов возобновилось осадконакопление. Наибольшая мощность всего комплекса осадков достигла 3 км в Южно - Курильской синклинали.

Профили НСП, пройденные к юго - востоку от центральной части о-ва Хонсю (Ильев, Суворов, 1977), приурочены в основном к трем разным геоморфологическим провинциям. Первая группа профилей (24, 22, 18, 17, 1) расположена в районе южного замыкания Японского глубоководного желоба с максимальной отметкой глубины 7900 м (ПР 1). Вторая группа профилей (12-16, 3, 2) пересекает зону сочленения двух желобов - Японского и Идзу - Бонинского, разделом которых служит подводная гора Дайити - Касима с отметками над вершиной 2650 м и у подножия - 6500 м. Третья группа профилей (3, 11, 10, 4, 9, 20) выполнена вкрест северного замыкания Идзу - Бонинского желоба.

На самых северных профилях первой группы (24, 22, 1.) в рельефе дна внутреннего склона Японского желоба четко выражены три террасы, разделенные уступами примерно равной крутизны. Первая терраса расположена на глубинах до 1 км, вторая - в пределах 2,5 - 3 км и третья - на глубине 5,75 км. Уступы осложнены множеством сравнительно небольших нарушений. На временных разрезах (рис. 3) этих профилей в интервале 1 с под дном океана прослеживается фронт сейсмической радиации, выраженный на записи большим числом коротких отражающих криволинейных границ, напоминающих по форме запись волн от множества точек дифракции. Слоистость осадочных отложений проявляется в пределах первой и второй террас. Причем на второй террасе параллельная слоистость наблюдается до 0,5 с под дном океана, глубже появляются отражения от дислоцированных отложений. К вершине второй террасы дислоцированные осадочные отложения, вероятно, выходят на поверхность дна и только незначительно перекрыты рыхлыми слоистыми отложениями. В пределах последней террасы отражений под дном океана не получено.

Восточнее оси желоба четко прослеживается первый океанический слой, знакомый нам по району Курило - Камчатского желоба. Слой характеризуется отсутствием или слабой протяженностью параллельных отражающих горизонтов. По мощности первый океанический слой значительно уступает толщам

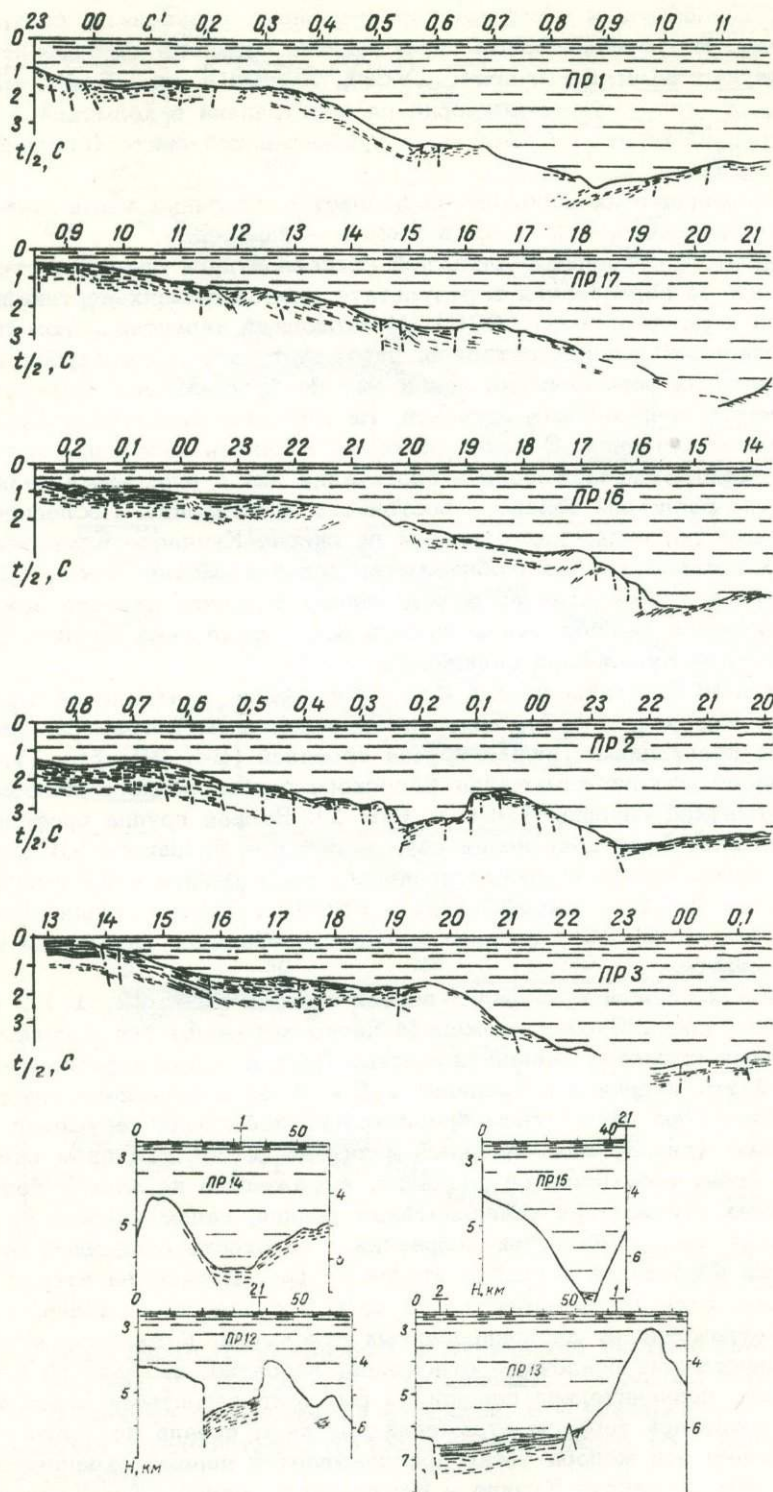


Рис. 3. Блок разрезов, полученных в Японской системе ДЖО (сост. И. Г. Голтвяница, Э. Г. Жильцов, А. А. Суворов)

рыхлых осадков, отмечаемых на террасах внутреннего склона желоба. Кровля второго океанического слоя представлена на сейсмолентах четкими вершинами дифрагированных волн или короткими субпараллельными отражающими площадками. Наблюдается "заход" второго океанического слоя под островной склон желоба. Океаническая сторона ПР 1 пересекает подводную гору, сложенную, судя по данным НСП, породами второго океанического слоя.

На ПР 17 первые два отмеченных уступа менее выражены: имеют меньшую крутизну, террасы приподняты по сравнению с ПР 1 и располагаются на глубинах 800, 2000, 3500-4000 м. Как и на ПР 1, в пределах первой террасы можно проследить мощную толщу осадочных отложений (до 1,5-2 с записи под дном океана) с субпараллельными довольно протяженными отражающими границами. В пределах первого уступа, в отличие от ПР 1, на фоне множества беспорядочных отражений можно проследить три фронта сейсмической радиации, представленных довольно четко выраженными протяженными отражающими площадками.

В верхней части второй террасы прослеживаются осадочные отложения, представленные параллельными отражающими горизонтами. Эти отложения залегают на толще сильно дислоцированных осадочных образований. У основания уступа выделяется погребенное однородное тело, вершина которого выходит на дно океана. В пределах второго уступа можно проследить два фронта отражающих площадок: первая на 1 с от дна океана, вторая - на 1,8 с. На этих же временах прослеживаются аналогичные фронты и в пределах первого уступа.

На третьей террасе можно проследить отдельные отражающие площадки до 1,5-2 с ниже дна океана. Запись отражающих волн от последнего (нижнего) уступа довольно слабая, ниже дна океана отражений почти не наблюдается. Можно предполагать значительные нарушения вблизи желоба со стороны островного склона.

Отличительной особенностью ПР 17 является очень крутой, обрывистый океанический склон желоба, на записи представленный дифрагированными волнами. К сожалению, пока не удается установить наличие первого океанического слоя на этом склоне.

Закономерным для северной группы профилей является сглаживание первых двух террас и увеличение амплитуды нижнего уступа. На всех профилях отмечаются слоистые осадочные отложения в пределах первой и второй террас, отражающие горизонты внутри второй пачки отложений и наличие ее нижней границы в пределах второго уступа и третьей террасы. Как и в пределах Курило-Камчатского желоба, здесь наблюдается зона нарушений, уходящая под островной склон.

Вторая группа профилей (16, 2, 3, 12-15) расположена на стыке двух желобов. Профили 16 и 2 захватывают как приосевую, так и океаническую часть района исследований; ПР 12-15 выполнены на океаническом склоне желобов в районе сложного рельефа подводных возвышенностей.

По профилю 16 дно океана монотонно погружается на глубину 2250 м вплоть до уступа, коррелируемого со вторым уступом рассмотренных выше профилей, а терраса, расположенная на глубине 4500 м, коррелируется с нижней на тех же профилях. Другой особенностью ПР 16 является необыкновенно крутой осложненный нарушениями нижний уступ, расположенный в пределах изобат 4,5 и 7,5 км.

Разрез ПР 16 богат отражающими горизонтами. В пределах нижней террасы и погребенного уступа можно выделить, по крайней мере, до четырех пачек субпараллельных отражающих поверхностей. Хорошо видно срезание этих слоев погребенным первым уступом. На 150 км профиля наблюдается антикли-

нальное поднятие второго слоя, а к вершине второго уступа — выход его на поверхность дна.

В пределах второго уступа резко снижается фон сейсмической радиации, однако в пределах третьей террасы на сейсмической записи снова наблюдаются обычные отражения в интервале 1–1,2 с позже донного отражения.

В рельефе дна ПР 2 проявляется закономерность, подмеченная ранее: продолжают вылаживаться уступы, исчезают террасы. Вторым уступ ПР 2 прослеживается здесь в виде нарушения с амплитудой в 300 – 350 м, а последний уступ в приосевой части желоба стал немногим более 1 км. Далее, в месте предполагаемой оси желоба наблюдается гигантское поднятие, высота которого относительно уровня дна около 4000 м. Как и на предыдущих профилях, в разрезе ПР 2 выделяются три толщи осадочных отложений. Первая выражена протяженными параллельными отражающими горизонтами, до 0,5 с ниже дна океана; вторая — слабодислоцирована, имеет отражающие горизонты внутри слоя и выходит на поверхность дна на вершине второго уступа, и третья "отбивается" на 1,8 – 2 с от дна океана.

С внешней стороны подводная гора Дайити — Касима отделена разломом от океанического ложа, осадочный слой которого хорошо прослеживается на записях НСП. Так же четко эта гора ограничена разломами и на ПР 12. Рельеф горы очень сложный, обрывистый, сколько-нибудь протяженных пологих отражающих границ на записях НСП не обнаруживается. На океанической стороне горы на ПР 13 очень четко выделяется участок с характерным океаническим осадочным слоем, представленным довольно заметной пачкой горизонтов, отражающие свойства которых резко повышаются на границе второго океанического слоя.

Второй океанический слой представлен субпараллельными слабодислоцированными отражающими горизонтами с более высоким коэффициентом отражения, чем на границах внутри осадочного слоя. Вблизи подошвы второго слоя можно выделить еще один отражающий горизонт, по форме записи напоминающий поверхность второго слоя (лишь меньше число фаз).

Особенностью участка у подошвы горы Дайити—Касима является также выклинивание второго и третьего слоев. При дальнейшем приближении к горе границы вновь расходятся: мощность первого и второго океанических слоев к возвышенности возрастает.

На остальных профилях этой группы (ПР 14, 15) нигде не наблюдается сколько-нибудь заметного участка с четким осадочным океаническим слоем. Запись НСП на них представлена массой дифрагированных волн. Можно полагать, что, по крайней мере, гора Дайити—Касима сложена породами первого и второго океанических слоев, выделенных на ПР 13. Сделать какие-либо предположения о породах, слагающих возвышенность Дайити — Касима, на основании полученных данных НСП нельзя. Сложный участок сочленения желобов требует более детального изучения комплексом геолого — геофизических методов.

Таким образом, южное окончание Японского желоба представляет собой трехступенчатый склон Хонсю, осложненный со стороны глубоководного желоба многочисленными нарушениями, следящимися и на самой поверхности дна. Эти ступени четко вырисовываются не только морфологически, но и по характеру слагающих их образований. Первая с запада ступень сложена двумя стратифицированными толщами, верхняя из которых имеет мощность до 400 м и представлена нормальноосадочными и вулканогенно — осадочными образованиями. Эта толща на записях НСП дает устойчивые отражающие площадки значитель-

ной протяженности. Каменный материал представлен крупными глыбами (до 0,8 - 1 м в поперечнике) и угловатыми обломками коренных осадочных и вулканогенно - осадочных пород. Преобладают крепкие туфогенные песчаники голубовато - серого цвета, плохо сортированные, с беспорядочной пятнистой текстурой. Пирокластический материал (15-20%) состоит из обломков эффузивных пород, крупных гялокластитов, осколков вулканического стекла. В меньшем количестве подняты мелкозернистые алевритистые и крупнозернистые с гравийной примесью песчаники, алевролиты и аргиллиты. Все породы характеризуются однообразием состава.

В песчаниках обнаружена макрофауна: створки *Nuculana* (*Nuculana*) *runashiraensis* Sav. *Malletia* sp., *Macoma* cf. *baltica* (Linne), характерные для миоцена Курильских островов. Первая встречается в куйбышевской (средний миоцен) и камуйской (верхний миоцен) свитах о-ва Итуруп, в нижней части ловцовской свиты (средний миоцен) о-ва Кунашир. Возраст пород, вмещающих эту фауну, можно определить как средний - верхний миоцен.

Нижняя толща мощностью до 600 м представлена также хорошо стратифицированными слоями, имеющими четкие отражающие площадки, численность которых на отдельных участках достигает 10. Во второй ступени эти осадки выведены на поверхность дна. Нам представляется, что полученные песчаные и алевролитовые образования, в которых существенна примесь вулканогенного материала, а также обломки конгломератов более древнего возраста относятся к нижнемиоцен-палеогеновому комплексу.

Третья ступень, которая непосредственно соседствует с осевой частью желоба, сложена породами акустического фундамента. Судя по геологии прилегающей части о-ва Хонсю, они, вероятно, сложены сильно метафорфизованными породами мезозойского, а возможно, и палеозойского возраста.

Непосредственно перед южным окончанием Японского желоба (ПР 16, 2) трехступенчатое строение внутреннего склона несколько затушевывается и четко проявляются только две ступени. Ось желоба представляет собой на этом участке узкую, не более 2 км шириной, долину, совершенно лишенную осадков. Внешняя сторона желоба имеет более простое строение. Это выровненное плато, покрытое плащом осадочных образований мощностью до 600 - 800 м там, где оно не осложнено вулканическими постройками.

Внутренний и континентальный склоны желоба изобилуют многочисленными нарушениями и, возможно, структурами третьего порядка, которые затушевываются этими нарушениями. Так, на ПР 16, на пикетах 50-70 (175-195 км), очерчивается антиклинальное поднятие, в своде которого выходят более плотные образования второй толщи. Следы этого же поднятия наблюдаются на северных профилях 17 и 1.

Сопоставление приведенных сейсмогеологических данных позволяет отметить следующие элементы сходства и различия в строении Курильского и Японского глубоководных желобов. Сходство прежде всего наблюдается в том, что оба желоба являются естественной границей островных и океанических систем. На многих участках эти желоба имеют **W** - образный поперечный профиль. Максимальные отметки глубин желобов лежат в пределах 9,2-9,5 км (ПР 2, 45, 6Б, 4). Как правило, в осевых частях желобов отсутствуют слоистые отложения, свидетельствующие о перерыве в осадконакоплении на довольно длительном этапе. Рельеф дна островных склонов желобов имеет террасовидное строение. Верхняя часть земной коры рассматриваемых желобов представлена преимущественно блоковой структурой.

Разрезы земной коры в районе внутреннего склона Курильского желоба и

в районе подводных склонов о-ва Хонсю представлены наиболее полной последовательностью слоев, имеющих сходные структурно-скоростные характеристики (табл. 1).

Таблица 1

Геофизические параметры отдельных слоев
земной коры континентального склона

Курильский желоб			Японский желоб		
слой	мощность, км	скорость, км/с	слой	мощность, км	скорость, км/с
1	1 - 3	2,0	1	0 - 2	1,7-2,0
II	2 - 6	5,0	II	2 - 4	4,4-4,7
III	6 - 10	6,0	III	8 - 12	5,9-6,1
1У	12	6,5	1У	10-15	6,2-6,7
У	-	8,0±0,2	-	-	-

Океаническая кора в районе Курильского и Японского глубоководных желобов имеет сходное строение. Однако в разрезе последнего между рыхлыми осадками и "базальтом" выделяется промежуточный слой (табл. 2).

Таблица 2

Характеристика слоев океанического склона

Курильский желоб			Японский желоб		
слой	мощность, км	скорость, км/с	слой	мощность, км	скорость, км/с
1	0,6±0,2	1,8-2,0	1	0,4±0,2	1,7-2,0
II	4 - 7	6,6	II	1,5±0,5	4,5
III	-	7,9	III	4,0±0,5	6,6
1У	-	-	1У	-	8,0

Различия в строении двух желобов сводятся к следующему:

1. Курильский желоб проходит вдоль островной дуги, представленной двумя грядами надводных и подводных сооружений со сравнительно малыми поперечными разрезами, Японский желоб - вдоль крупных островов, характеризующихся земной корой материкового типа.

2. Курильский блок субконтинентальной земной коры имеет мощность порядка 25 км (Суворов, 1975). Структурно - скоростной разрез ее состоит из трех слоев, подстилаемых верхней мантией. Земная кора северо - восточной части о-ва Хонсю континентального типа и, по данным ГСЗ, имеет мощность 25-35 км (Туезов, Жильнов, 1972; и др.). Обобщенный структурно - скоростной разрез ее представлен четырьмя слоями (табл. 3).

Таблица 3

Структура земной коры островных систем

Курильская			Японская		
слой	мощность, км	скорость, км/с	слой	мощность, км	скорость км/с
1	3	1,7	1	1 - 2,5	1,7-3,0
П	до 3	4,2	П	2 - 15	5,6
Ш	10-13	6,7	Ш	16 - 30	6,1-6,6
1У	-	8,0	1У	20 - 25	7,4-7,6

3. Островной склон Курильского желоба имеет сложное строение с развитием структурных элементов Ш порядка. В пределах склонов Японского желоба таких форм не устанавливается.

4. Данные о возрастной принадлежности поднятых пород свидетельствуют о более позднем времени заложения Японского желоба по сравнению с Курильским.

Литература

Васильев Б.И. С геологическим строением Тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды - "ДАН СССР", 1974, т.219, № 6.

Ильев А.Я., Суворов А.А. 12-й рейс научно - исследовательского судна "Пегас". - "Океанология", 1977, т.17, в.4.

Минаев Ю.Н., Суворов А.А., Алексеев Б.В. Строение осадочного чехла в Курило - Японском глубоководном желобе по данным МОВ. - "Геология и геофизика", 1974, № 2.

Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно - Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, "Наука", 1975.

Туезов И.К., Жильцов Э.Г. Глубинное строение Японии по сейсмическим данным. - Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1972.

Результаты геолого - геофизических исследований по выбору мест заложения буровых скважин в Курило - Камчатском желобе. Отчет, ВИНТИ, Б607066, 1977.

Geological Investigation of Japan and Southern Kuril Trench and Slope areas. GH 76-2 Cruise April-June, 1976.-Geological Survey of Japan, 1977.

Содержание

	Стр.
Предисловие	3
Снеговской С.С. Вопросы изучения структуры глубоководных желобов (на примере Курило – Камчатского желоба)	5
Патрикеев В.Н. Возможности различных модификаций МОВ при морских региональных исследованиях	13
Маковецкий В.И. Помехоустойчивый дегверберационный фильтр в морских сейсмических исследованиях	22
Суворов А.А., Жильцов Э.Г., Голтвяница И.Г. Строение подводных окраин южной части Курильской островной дуги	31
Сваричевский А.С., Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новые данные по геоморфологии южной части Курильского глубоководного желоба	37
Жильцов Э.Г., Суворов А.А., Голтвяница И.Г., Васильев Б.И. Новые данные о строении приосевой зоны юго – западного звена Курило – Камчатского желоба	51
Корнилова Р.М. Минералогический состав и генезис осадочных отложений с вала Зенкевича	56
Голтвяница И.Г., Жильцов Э.Г. Строение ядра Мало – Курильской антиклинали по результатам исследований НСП	62
Васильев Б.И., Корнилова Р.М. Неогеновые отложения внешней зоны Малой Курильской гряды	71
Минаев Ю.Н., Богданова Л.В. Скоростные модели земной коры южной части Курильской системы "дуга – желоб – океан"....	79
Ильев А.Я., Суворов А.А., Жильцов Э.Г., Голтвяница И.Г., Минаев Ю.Н., Шустов Л.Н., Егорова М.Г., Шереметьева Г.Н. Геологическое строение Курильского и Японского глубоководных желобов, их сходство и различие	83

Вопросы изучения структуры глубоководных желобов (на примере Курило-Камчатского желоба). Снеговской С.С. — Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с. 5-12.

Данные о морфологии дна и поверхности акустического фундамента Курило — Камчатского желоба рассматриваются в свете решения вопросов, связанных с проблемой поглощения расширяющегося океанического осадочного слоя. Несмотря на интенсивность процессов диагенеза осадочных образований в нижней части островного склона, явных признаков аккреции первого океанического слоя в приосевой части желоба не наблюдается. Его ограниченное погружение под островной склон более вероятно объясняется конфигурацией "палеосклонов" желоба. Отклонение простираний некоторых подводных хребтов от основного направления желоба также свидетельствует об отсутствии тектонической обстановки сжатия, постулируемой гипотезой тектоники плит. Для более уверенной интерпретации данных рекомендуется провести дополнительные исследования.

Ил. 3, библи. 22.

Возможности различных модификаций МОВ при морских региональных исследованиях. Патрикеев В.Н. — Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с. 13-21.

Для различных моделей сред оценены минимальные отношения амплитуд падающей волны к амплитудам шумов, при которых возможно выделение на временных разрезах границ, залегающих на разных глубинах. Эти отношения определены также при проведении полевых работ в Тихом океане с использованием сейсмической косы и разных источников возбуждения упругих волн. Рассмотрены возможности группирования каналов и многократного накопления для повышения отношения сигнал — шум. На основании этих исследований дана оценка глубинности методов НСП (центральный луч), ОГТ и возможности решения некоторых динамических задач для рассмотренных моделей сред. Основной путь повышения глубинности исследований автор видит в конструктивных изменениях приемных устройств и в методике их буксировки.

Ил. 2, библи. 7.

Помехоустойчивый дереверберационный фильтр в морских сейсмических исследованиях. Маковецкий В.И. — Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с.22-30.

Построены общие дереверберационные фильтры, включающие в себя как частный случай фильтры Бакуса, Кюнэтца, Калинина и предсказывающей конволюции. Выделены предположения, которые лежат в основе физической модели реверберации, и условия, при которых дереверберационный фильтр, построенный на основе такой модели, действует наиболее эффективно. В модели отражение от морской поверхности рассматривается равно как и на поверхности дна. Доказана помехоустойчивость построенных фильтров.

Ил. 2, библи. 7.

УДК 550.834

Строение подводных окраин южной части Курильской островной дуги. Суворов А.А., Жильцов Э.Г., Голтвяница И.Г. — Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с. 31-36.

По материалам сейсмогеологических исследований 10-го рейса НИС "Пегас" в пределах островного склона южной части желоба изучены донные осадки, описаны их распределение и вещественный состав. Проведено структурное районирование и отмечены характерные особенности протяженных линейных структур I и II порядков внутреннего склона желоба, расчлененного, по крайней мере, тремя глубинными разломами, образующими три тектонические ступени, расположенные на различных батиметрических уровнях. Делается предположение о времени заложения верхнего разлома в послелеверхнемеловой эпохе.

Ил. 2, библи. 5.

УДК 550.834:551.462

Новые данные по геоморфологии южной части Курильского глубоководного желоба. Сваричевский А.С., Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. — Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с.37-50

Применение новой специальной и навигационной аппаратуры, совершенствование техники наблюдений и обработки данных позволили уточнить морфографические и морфометрические характеристики рельефа южной части Курильского глубоководного желоба и выделить геоакустические комплексы. Таким образом, стало возможно применение структурно — геоморфологического анализа для генетической диагностики поверхности дна и элементов ее рельефа. В рельефообразовании наряду с продольными тектоническими деформациями отмечается значительная роль поперечных дислокаций. Признается активное влияние разнообразных экзогенных процессов, среди которых особенно отмечается абразионное выравнивание и гравитационное оползание масс. Высказывается предположение о первичном разноглубинном и асинхронном формировании шельфа и аваншельфа.

Ил. 2, библи. 34.

УДК 550. 834 (265)

Новые данные о строении приосевой зоны юго — западного звена Курило-Камчатского желоба. Жильцов Э.Г., Суворов А.А., Голтвяница И.Г., Васильев Б.И. — Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с. 51-55.

В приосевой части желоба отмечаются две основные разновидности рисунка записи НСП. В первом случае прослеживаются три отражающих горизонта, а во втором наблюдается продолжение только кровли второго океанического слоя под островной склон. Видимый подвиг океанического блока земной коры под островной склон может быть объяснен образованием боковых дифрагированных волн от уступа (нарушения), проходящего под углом $40-45^\circ$ к направлению профиля. Делается вывод о молодости структуры в ее современном виде.

Ил. 2., библи. 8.

УДК 552.121:551.791 (265)

Минералогический состав и генезис осадочных пород с вала Зенкевича. Корнилова Р.М. — Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с. 56—61.

При драгировании подняты вулканические и осадочные породы. Вулканические представлены монтмориллонитизированными базальтами, осадочные — песчаниками, глинами и железо — марганцевыми конкрециями. Комплекс пород изучался петрографическим, химическим, рентгеноструктурным и другими методами. Выдвинуто предположение о генетической связи измененных базальтов и глин, рассмотрены возможные источники рудообразующих компонентов, слагающих железо — марганцевые конкреции.

Ил. 1, табл. 4, библи. 4.

УДК 550.834. (265)

Строение ядра Мало — Курильской антиклинали по результатам исследований НСП. Голтвяница И.Г., Жильцов Э.Г. Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с. 62—70.

Проведен качественный анализ данных ГСЗ, КМПВ и НСП при выборе скоростных параметров разреза, подтвержденный физическими свойствами пород, поднятых при драгировании на полигоне К—ЗА в 1976 г. Приведенные разрезы и схема выхода на поверхность дна комплексов пород, слагающих антиклиналь, показывают блоковое строение ядра антиклинали, образовавшееся в результате горизонтальных и вертикальных подвижек по системам разломов, как секущих основные структурные элементы, так и проходящих вдоль них. Наиболее поздние и скоростные породы, аналогичные отложения мезозойского возраста Сахалина и Приморья, выявлены в осевой части антиклинали.

Ил. 6, табл. 1, библи. 2.

УДК 551.782 (571.64)

Неогеновые отложения внешней зоны Малой Курильской гряды. Васильев Б.И., Корнилова Р.М. — Структура осадочных отложений Курило — Камчатского желоба. Южно — Сахалинск, 1979, с. 71—78.

В результате литолого — петрографического изучения и фаунистических данных в неогеновых отложениях выделено пять литологически различных и разновозрастных толщ: туфодиамитовая, вулканогенно-конгломератовая (зеленовская), песчаниковая, верхняя туфодиамитовая и алевроитовая. По данным непрерывного сейсмического профилирования устанавливается структура и мощность этих толщ. На основании полученных фактических данных рассматривается история геологического развития южной части Курильской островной дуги.

Ил. 2, библи. 10.

УДК 550. 834

Скоростные модели земной коры южной части Курильской системы „дуга - желоб - океан”. Минаев Ю.Н., Богданова Л.В. - Структура осадочных отложений Курило - Камчатского желоба. Южно - Сахалинск, 1979, с. 79-82.

В работе уточняются скоростные характеристики верхней части земной коры на участках: пролив Буссоль ($V_1 = 1,8 + 2,0$ км/с, $V_2 = 3 + 5$ км/с); о-в Уруп и северная часть о-ва Итуруп ($V = 2,0 + 4,5$ км/с); Южно - Курильская синклиналь ($V_1 = 1,6 + 2,0$ км/с, $V_2 = 3$ км/с); Мало - Курильская антиклиналь ($V_1 = 3,5$ км/с, $V_2 = 3,6 + 5,5$ км/с); западный (островной) склон желоба ($V_1 = 1,9 + 2,5$ км/с, $V_2 = 3$ км/с); осевая часть желоба ($V = 1,6 + 2,0$ км/с).

Ил. 1, библи. 12.

УДК 550.834. (265)

Геологическое строение Курильского и Японского глубоководных желобов, их сходство и различие. Ильев А.Я., Суворов А.А., Жильцов Э.Г., Голтвяница И.Г., Минаев Ю.Н., Шустов Л.Н., Егорова М.Г., Шереметьева Г.Н. - Структура осадочных отложений Курило - Камчатского желоба. Южно - Сахалинск, 1979, с. 83-93.

Работа выполнена на основе детальных сейсмогеологических исследований на акваториях Курильской и Японской систем „дуга - желоб - океан”, проведенных СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в 1976-1977 гг. Получены данные о структурно - скоростном разрезе осадочного комплекса, устанавливается ступенчатое строение внутреннего и нормальное - внешнего склонов желобов. Приводятся сведения о возрасте верхнего осадочного слоя. Соотношение этих систем указывает на более древнее время заложения Японской системы ДЖО.

Ил. 3, табл. 3, библи. 7.

СТРУКТУРА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
КУРИЛО - КАМЧАТСКОГО ЖЕЛОБА

Редакционная коллегия: С.С.Снеговской, И.Г.Голтвяница,
А.Я.Ильев, В.Н.Патрикеев.
Технический редактор Ткаченко Г.М.

ВМ 00584 Подписано к печати 31.05.1979 г. Заказ № 932

Объем 10 уч.изд. листа. Тираж 500 экземпляров.

Офсетный цех Сахалинского КНИИ

п. Новоалександровск

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
2	6 сверху	Одни	одних
6	8 сверху	отечественного произ- водства мощностью	отечественного произ- водства, мощностью
8	15 сверху	перекрывающих фундамент на слоистую	перекрывающих фунда- мент, на слоистую
24	10 снизу	дополнительный	дополнительной
40	9 снизу	прослежива тся	прослеживается
58	Таблица 1 2 снизу	Сумма	П.П.П.
58	7 сверху	гидротетита	гидрогетита
58	8 сверху	солитового	оолитового
61	10 сверху	но гористые перио- дически	но, гористые, перио- дически ...
61	11 снизу	палеографических	палеогеографических
73	10 снизу	(матакатанская свита)	(матакотанская свита)
76	20 снизу	моллюсков	моллюсков

3005

Цена 1 р. 50 коп.